



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

이학석사 학위논문

북극 해빙 두께 변화와 겨울철
얼음 표면 온도 상승의 연관성 연구

Understanding the mechanism of the ice top
temperature rise over the Arctic

2019년 8월

서울대학교 대학원

지구환경과학부

신 지 민

초 록

북극의 겨울철 얼음 표면 온도는 지난 30 년간(1988–2017) 빠른 상승 경향을 보였으며, 그 변화 패턴은 지표면 온도나 지상 2 m 대기 온도의 변화와는 다르게 나타났다. 본 연구에서는 이러한 빠른 온도 상승과 그 공간적 분포가 해빙의 두께 변화와 밀접한 관련이 있을 것으로 가정하여 북극해 5 개 영역(랍테프해, 동시베리아해, 척치해, 보퍼트해, 북극 중앙해)의 얼음 표면 온도와 두께의 변화 경향성의 특징을 살펴보았다. 그 결과, 초기에 온도가 낮은 곳에서 온도 상승이 크게 나타나고 얼음이 두꺼운 곳에서 두께 감소가 크게 나타났으며, 높은 음의 상관관계를 보였다. 두 변수의 변화 경향성은 보퍼트해와 북극 중앙해에서 뚜렷하게 나타났으며, 이 지역의 해빙이 주로 다년빙으로 구성되어있는 것과 관련이 있다. 또한, 얼음 표면 온도 상승에 있어 얼음 두께의 변화가 얼마나 기여했는지 진단하고자, 눈 표면 온도와 함께 다중 선형 회귀 분석을 수행하였다. 그 결과, 얼음 표면 온도의 상승이 큰 지역에서 얼음 두께 감소에 의한 온도 상승이 크게 나타났으며, 회귀식이 설명하는 정도가 크게 나타났다. 또한 북극의 평균 온도 상승 경향은 보퍼트해 및 북극 중앙해 일부 지역이 가장 밀접한 관련이 있는 것으로 나타났다.

주요어: 북극 해빙, 얼음 표면 온도, 얼음 두께, 눈 표면 온도

학번: 2017–26846

목 차

| | |
|--|-----|
| 초 록 | i |
| 목 차 | ii |
| List of Figures | iv |
| List of Tables..... | vii |
| | |
| 1. 서 론 | 1 |
| 2. 자 료 | 7 |
| 2.1. 얼음 표면 온도 산출 | 7 |
| 2.1.1. AMSR-E | 7 |
| 2.1.2. SSM/I and SSMIS | 8 |
| 2.1.3. ERA-Interim | 10 |
| 2.2. PIOMAS | 11 |
| 2.3. AASTI..... | 13 |
| 2.4. Sea Ice Age | 14 |
| 3. 이론적 배경 및 분석 방법 | 15 |
| 3.1. 마이크로파 센서를 이용한 얼음 표면 온도 산출 알고리즘 | 15 |
| 3.1.1. 마이크로파 영역에서의 복사 전달 방정식..... | 15 |
| 3.1.2. 프레넬 방정식을 이용한 편광 방출률, 굴절지수, 얼음 표면 온도 산출 | 17 |
| 3.1.3. 6.925 GHz 보다 높은 주파수에서의 방출률 | 18 |

| | |
|--|-----------|
| 3.1.4. 보정인자(CF)를 활용한 SSM/I 채널 기반 얼음 표면 온도 산출 | 21 |
| 3.1.5. 온도 자료의 검증 | 22 |
| 3.2. 분석 방법 | 24 |
| 3.2.1. 분석 영역 및 격자 변환 | 24 |
| 3.2.2. 다변수 선형 회귀 분석 | 26 |
| 4. 결 과 | 28 |
| 4.1. 얼음 표면 온도 및 얼음 두께의 변화 경향 | 28 |
| 4.1.1. 북극 전체 및 지역별 경향성 | 28 |
| 4.1.2. 분포의 변화 경향 | 34 |
| 4.1.3. 단년빙과 다년빙 | 40 |
| 4.2. 얼음 표면 온도의 상승 경향 분석 | 47 |
| 4.2.1. 지점별 | 47 |
| 4.2.2. 전체 분석 영역 및 지역별 평균 | 52 |
| 4.2.3. 해빙의 유형별 평균 | 58 |
| 5. 요약 및 결론 | 64 |
| 참고 문헌 | 66 |
| Abstract | 71 |

List of Figures

| | |
|--|----|
| Figure 1. Schematic diagram illustrating microwave radiative transfer within snow–ice layer. The emitting with a hypothetical rough surface in the ice layer is shaded in gray (adapted from Lee et al., 2018a)..... | 23 |
| Figure 2. Geographical map of the Arctic. Shaded regions represent the regions used for this study. | 25 |
| Figure 3. The geographical distributions of (top) December–January–February and (bottom) March–April mean (left) ice top temperature (T_{ice}) and (middle) ice thickness (H_{ice}) trends and (right) their correlation (R) for 1988–2017..... | 30 |
| Figure 4. Time series of December–January–February mean ice top temperature (red line), and ice thickness (blue line) over the total five regions under study and over each region for 1988–2017..... | 31 |
| Figure 5. Same as in Figure 4 except for March–April..... | 32 |
| Figure 6. Histograms of first 5–year (blue) and last 5–year mean (red) December–January–February (left) ice top temperature and (right) ice thickness. Bin sizes for temperature and thickness are 0.25 K and 0.1 m, respectively. The frequencies were normalized by | |

| | |
|--|----|
| the total number of ice pixels..... | 36 |
| Figure 7. The geographical distributions of (left column) first 5-year and (middle column) last 5-year mean and (right column) their differences of December–January–February (top row) ice top temperature (T_{ice}) and (bottom row) ice thickness (H_{ice})..... | 37 |
| Figure 8. Same as in figure 6 except for March–April..... | 38 |
| Figure 9. Same as in figure 7 except for March–April..... | 39 |
| Figure 10. Time series of December–January–February mean ice top temperature (red line) and ice thickness (blue line) averaged over (left) first-year ice and (right) multiyear ice for 1988–2017..... | 42 |
| Figure 11. Same as in figure 10 except for March–April. | 43 |
| Figure 12. Histograms of first 5-year (blue) and last 5-year (red) mean (left column) December–January–February ice top temperature and (right column) ice thickness over (top row) first-year ice and (bottom row) multiyear ice. Bin sizes for temperature and thickness are the same as in figure 4..... | 44 |
| Figure 13. Same as in figure 12 except for March–April. | 45 |
| Figure 14. The geographical distributions of January mean ice age for first 5 years to last 5 years from 1988 to 2017..... | 46 |
| Figure 15. The geographical distributions of (left) constant and multiple regression coefficients of (middle) snow top temperature | |

| | |
|--|----|
| and (right) ice thickness. | 49 |
| Figure 16. (Left) Scatter plot of ice top temperature (x-axis) and regressed ice top temperature (y-axis) and (right) the geographical distribution of its explained variance..... | 50 |
| Figure 17. (Left) The geographical mapping of last 5-year mean minus first 5-year mean of ice top temperature and temperature induced by the change of (middle) snow top temperature and (right) ice thickness..... | 51 |
| Figure 18. The geographical distributions of multiple regression coefficients of (left) snow top temperature and (right) ice thickness for regressed for the Arctic mean ice top temperature. | 54 |
| Figure 19. The geographical distribution of explained variance of ice top temperature regressed for the Arctic mean ice top temperature..... | 55 |
| Figure 20. The geographical mapping of last 5-year mean minus first 5-year mean of ice top temperature induced by the change of (left) snow top temperature and (right) ice thickness..... | 56 |
| Figure 21. Same as in figure 15 except for regressed for each ice type mean ice top temperature. | 60 |
| Figure 22. Same as in figure 19 except for regressed for each ice type mean ice top temperature. | 61 |
| Figure 23. Same as in figure 17 except for regressed for each ice type mean ice top temperature. | 62 |

List of Tables

Table 1. Regional mean trends of ice top temperature (T_{ice}), ice thickness (H_{ice}) and their correlation coefficients (R) in December–January–February and March–April (1988–2017). The number below the region name represents relative area to the total area.. 33

Table 2. Explained variance, last 5–year mean minus first 5–year mean of ice top temperatures and it regressed by snow top temperature and ice thickness over each region. The number in parentheses denotes the ratio of variation of regressed ice top temperature to variation of the original one..... 57

Table 3. Last 5–year mean minus first 5–year mean of ice top temperatures and it regressed by snow top temperature and ice thickness over each ice type. The number in parentheses denotes the ratio of variation of regressed ice top temperature to variation of the original one..... 63

1. 서론

산업혁명 이후 인구증가와 인간 활동의 증가로 인한 온실 기체의 증가는 전 지구 온난화를 가속시켜왔다. 한편 온난화는 지역에 따른 차이를 보인다(Cohen et al., 2014). 특히 북극 지역에서의 지면 부근 온도 상승 폭은 전 지구 평균에 비해 2배 이상 크게 나타나며, 이러한 현상을 '북극 증폭'이라고 부른다(Serreze et al., 2009; Screen and Simmonds, 2010; Cohen et al., 2014).

북극 증폭 현상은 중위도 지역의 극단적인 이상 기후의 발생 빈도 및 강도의 증가와도 관련이 있어 지속적인 많은 연구가 수행되고 있다(Cohen et al., 2014; Screen and Simmonds, 2014; Kug et al., 2015). Cohen et al. (2014)은 북극 증폭이 태풍 경로, 제트류, 행성과 등을 변화시키고, 그로 인해 전 지구의 이상기후가 증가할 가능성이 크다고 주장하였다. Screen and Simmonds (2014)는 북극 증폭으로 인해 중위도와 극 지역간의 남북 온도 경도가 감소하면서 행성과의 진폭을 커지게 하고 이것이 중위도의 이상 기후 빈도를 증가시킨다고 설명하였다. Kug et al. (2015)은 최근 동북아시아와 북미지역의 한파가 각각 바렌츠-카라해, 동시베리아-척치해의 온난화와 연관이 있음을 재분석 기상장 자료와 모델 모의를 통해 주장하였다.

북극 증폭은 해빙, 눈, 수증기, 구름, 대기와 해양 순환 등의 변화와 연관된 다수의 피드백 현상들에 의해 나타나는 것으로 알려져 있다(Serreze and Barry, 2011). 여러 선행 연구들은 앞선 요인들이

북극 증폭에 기여하는 정도를 진단하고자 하였고, 일반적으로 해빙의 면적 감소로 인한 알베도 피드백의 기여도가 가장 크다고 알려져 있다(Holland and Bitz, 2003; Screen and Simmonds, 2010; Taylor et al., 2013).

해빙의 면적은 여름철을 지나 9 월 중하순에 최소가 되는데, 위성 관측은 최소 면적의 지속적인 감소를 잘 보여주고 있다(Comiso et al., 2003; Kwok and Untersteiner, 2011). 여름철 해빙 면적의 감소는 북극 지역에서 반사되는 태양복사에너지 양이 감소함을 의미하고, 복사나 현열이 해양에 흡수되어 해양 표층에 보다 많은 열이 저장된다(Screen and Simmond, 2010; Serreze and Barry, 2011). 해수면 근처에 저장된 열은 겨울철 대기가 냉각되면 큰 연직 온도 경도로 인해 대기로 재방출되어 해수가 어는 것을 지연시키며 지면 부근 온도의 상승을 유발한다(Screen and Simmonds, 2010, Serreze and Barry, 2011).

또한 9월 해빙 면적의 감소는 여름철 녹지 않고 다음 해까지 살아남는 다년빙의 면적이 감소함을 의미하고, 겨울철에 새롭게 생성되는 단년빙이 차지하는 비율이 상대적으로 증가함을 의미한다(Kwok and Untersteiner, 2011; Stroeve et al., 2012). 단년빙은 두꺼운 다년빙 보다 쉽게 녹기 때문에 단년빙 면적의 증가는 봄철 알베도 피드백을 음의 방향으로 강화시키는 효과가 있다(Holland and Bitz, 2003; Kwok and Untersteiner, 2011; Stroeve et al., 2012).

열역학적 에너지 관점에서 보면 겨울철 해빙의 두께 감소는 대기에

비해 비교적 온도가 높은 해양(약 -1.8°C)이 얼음 표면과 가까워짐을 의미하고, 이에 따라 얼음 상부와 하부의 온도 경도가 커지기 때문에 해수면에서 해빙 표면으로 열 전달이 가속화될 수 있다(Bitz and Roe, 2004; Lang et al., 2017; Sohn et al., 2019, in review). 그러므로 해빙 두께 감소는 해빙 표면의 온도 상승을 유발할 가능성이 크다.

Meier et al. (2007)은 1979–2006 년 동안의 해빙 면적의 경향성을 지역별로 분석한 결과, 북극 중앙해 지역은 여름과 가을에 아주 작은 감소 경향(8 월, -0.5% decade $^{-1}$)을 보였다. 즉 이 지역은 계절에 상관없이 다년빙이 대부분의 면적을 차지하고 있기 때문에 해빙 면적의 변동이 거의 없다. 하지만 위성 관측을 기반으로 산출된 얼음 표면 온도 자료에서 겨울철 온도 상승률을 계산하였을 때, 북극 중앙해 지역에서 평균 온도 상승률은 십년당 약 2 K 으로 가장 크게 나타났다(Figure 4). 따라서 겨울철 해빙 온도 상승의 공간적 분포는 해빙 두께 감소와 관련이 있을 것이다(Bitz and Roe, 2004).

이처럼 해빙은 북극의 기후를 변화시키는 요인이자 중위도 기후 변화를 예측할 수 있는 중요한 지표라고 할 수 있다. 따라서 해빙의 온도, 두께, 면적 등과 같은 변수들의 관측 자료를 확보하여 변화 양상을 이해하고 예측하는 것은 중요하다. 하지만 북극 지역의 경우 지상 관측소가 부족하고 선박, 부이, 잠수함, 항공기 등과 같은 관측 자료들이 존재하지만 시공간적으로 연속적이지 않다(Lindsay and Schweiger, 2015). 재분석 자료 또한 입력되는 관측 자료가 부족하고 해빙의 변동성을 고려하지 않는 대기 모델에 의존하기 때문에 극

지역에서 큰 불확실성을 갖는다(Liu et al., 2008; Screen and Simmonds, 2011). 반면, 인공 위성 관측의 경우에는 공간적으로 넓은 범위의 자료를 제공할 수 있을 뿐만 아니라 동일 센서에 대한 30년 이상의 관측 자료가 축적되었기 때문에 위성 자료를 이용한 북극 기후변수의 진단은 앞선 북극 관측 자료의 부족 부분을 보완할 수 있다.

위성관측에서 적외선 관측의 경우 해빙 유형에 상관없이 방출률이 거의 1에 가깝기 때문에 지면 온도를 산출할 수 있으나 구름에 민감하게 반응하여 청천 영역에서만 지면 온도 산출이 가능하다(Comiso, 2003). 최근 덴마크 기상청(DMI; Danish Meteorological Institute)에서는 장기간의 적외 센서 관측과 구름 마스크 정보를 활용하여 극지역의 지표면 온도를 산출하였다(Dybkjær et al., 2014). 반면 마이크로파의 저주파 대역은 구름에 둔감하여 지면 온도를 관측할 수 있다는 장점이 있다. 하지만 온도 자료를 얻기 위해서는 마이크로파 영역에서 해빙과 눈의 방출률에 대한 정보가 선행되어야 한다. Lee et al. (2018a, b)은 위성 마이크로파 센서를 이용하여 해빙의 거칠기 및 부피 산란, 대기 영향을 고려한 방출률을 계산함으로써 해빙 방출층 온도 산출 알고리즘을 제시하였으며, 높은 정확도를 보이며 겨울철 해빙의 방출층 온도를 산출하였다. 여기서 해빙의 방출층은 해빙 내 얼음 표면과 거의 일치하므로 직관적인 이해를 위해 이후에는 얼음 표면 온도로 언급하였다.

또한 해빙 두께는 해양과 대기 사이에서 단열재 역할로서 고위도 에너지 균형의 변화를 좌우할 수 있는 중요한 기후 변수이다(Serreze and Barry, 2011; Lang et al., 2017). 하지만 해빙 두께는 관측 기기에

따라 관측 시기가 다르며 관측 기간이 비교적 짧고, 관측 방법과 관측 영역에 차이로 인해서 관측 기반의 장기간 자료를 생산하는데 어려움이 있다(Lindsay and Schweiger, 2015). 따라서 본 연구에서는 Pan-Arctic Ice-Ocean Modeling and Assimilation System (PIOMAS; Zhang and Rothrock, 2003) 모델의 산출물을 이용하여 전체적인 30년 경향성 및 해빙 온도와와의 관계를 분석하고자 하였다. PIOMAS의 해빙 두께 자료는 선행 연구들에 의해 잠수함, 위성, 항공기 등의 관측 자료들과 검증된 바 있다(Schweiger et al., 2011, Stroeve et al., 2014, Collow et al., 2015, Wang et al., 2016). 그 결과 PIOMAS는 관측자료들과 비교했을 때, 지역적으로 두꺼운 얼음을 과소모의하고, 얇은 얼음을 과대모의하는 경향이 있지만 시공간적인 변동성이 유사하기 때문에 PIOMAS 해빙 두께의 경향성을 활용하는 것에 문제가 없다고 판단하였다(Labe et al., 2018).

이전의 해빙과 관련된 북극 증폭 연구들은 해빙 관측 자료의 시공간적 제약으로 인해 재분석 자료나 기후 모델을 활용하여 해빙의 변화와 기온 사이의 관계를 설명하였다. 반면 본 연구에서는 위성 관측 기반의 해빙 온도 자료들을 활용하여 해빙 자체의 변화를 살펴봄으로써 북극의 기후를 이해하고자 하였다. 따라서 Lee et al. (2018a, b)의 알고리즘을 기반으로 30년(1988-2017)간 3, 4월의 얼음 표면 온도 자료를 산출하여 확장된 기간(12-4월)에 대한 온도 자료를 확보한 뒤, 장기간의 해빙 두께 자료와 얼음 표면 온도 자료를 이용하여 지난 30년간의 경향성을 지역별, 해빙의 유형별로 진단해보았다. 그리고 해빙의 두께 변화로 인해 발생하는 해양에서 해빙 표면으로의 열 전달

및 북극의 지면 부근 온도 상승 간의 관계를 이해하고자 눈/얼음 표면 온도 자료 및 해빙의 두께 자료를 이용하여 다중 회귀 분석을 함으로써 얼음 표면 온도 상승에 있어 해빙 두께 감소와 눈 표면 온도 상승이 각각 얼마나 기여했는지 진단하였다.

2. 자료

2.1. 얼음 표면 온도 산출

본 연구에서는 얼음 표면 온도 자료를 산출하기 위해서 수동 마이크로파 센서인 Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E), Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)의 밝기 온도를 사용하였다. 관측된 밝기 온도에서 대기 영향을 보정해 주기 위해 복사 전달 모델의 입력 자료로 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)에서 제공하는 재분석 자료, ERA-Interim의 대기 연직 자료를 이용하였다. 그리고 해빙 영역을 확인하기 위해 National Snow and Ice Data Center (NSIDC)에서 제공하는 SSM/I와 SSMIS 관측 기반의 해빙 점유율을 사용하였으며 이것은 이후 분석에도 활용되었다.

2.1.1. AMSR-E

AMSR-E는 Aqua 위성에 탑재된 수동 마이크로파 복사계로 2002년부터 2011년까지 관측을 수행하였다. Aqua 위성은 고도 705 km의 태양 동기 극 궤도 위성으로 약 100 분 주기로 지구를 공전하며, 극 지역을 하루에 14번 정도 관측할 수 있다(<http://www.remss.com/support/crossing-times/>). AMSR-E는 지구 입사각 55° 로 conical

scan방식을 이용하며, 6.925, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, 89.0 GHz에 대해 수평(H), 수직(V) 편광 밝기 온도를 관측한다. 공간분해능은 파장에 따라 다르며, 6.925 GHz에서 75×43 km, 89.0 GHz에서는 6×4 km 이다(<https://aqua.nasa.gov/amsr-e>). 해당 자료는 북극 지역에 대해 25×25 km EASE-grid (Equal-Area Scalable Earth Grid)에 대해 제공된다(<https://aqua.nasa.gov/amsr-e>).

본 연구에서는 해빙 표면 온도를 산출하기 위해 AMSR-E의 6.925 GHz의 Level-3 밝기 온도 자료를 사용하였다. 6.925 GHz 채널은 투과율이 1에 가까운 대기의 창 영역에 해당하므로 마이크로파 복사전달방정식을 간단하게 쓸 수 있어, 해빙 표면 온도의 산출에 장점을 가지고 있다(Lee and Sohn, 2015). 일별 온도 자료를 얻기 위해 Ascending node와 Descending node의 밝기 온도를 산출 평균하였고, 2003년부터 2011년까지 3, 4월 자료를 해빙 방출률의 보정인자를 계산하기 위해 활용하였다.

2.1.2. SSM/I and SSMIS

SSM/I와 SSMIS는 Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) 위성 시리즈에 탑재된 수동 마이크로파 영상기로 1987년부터 현재까지 관측을 수행하고 있다. 위성 F08부터 F15까지는 SSM/I를 탑재하고 있고 F16부터는 SSMIS로 대체되었다. Berg et al. (2013)에서는 서로 다른 위성체에 탑재된 동일 센서 자료에 대한 균일성을

확보하기 위하여 다양한 검보정기법을 활용하여 Fundamental Climate Data Record 밝기 온도 자료를 생산하였고, 해당 자료는 Precipitation Research Group of the Department of Atmospheric Science of the Colorado State University 홈페이지에서 제공되고 있다 (<http://rain.atmos.colostate.edu/FCDR/>).

DMSF 위성 또한 고도 830 km에 극 궤도 위성으로 극 지역을 하루 14번 통과한다. 지구 입사각은 위성에 따라 약간씩 차이가 나지만 대략 53.1° 로 conical scan 방식을 사용한다. 7개의 채널은 수평, 수직 편광 성분을 관측하는 19.35, 37.0, 91.655 GHz와 수직 편광 성분만을 관측하는 22.235 GHz로 구성된다. 공간분해능은 주파수에 따라 달라지며 19.35 GHz에서 74×45 km, 89.0 GHz에서는 16×13 km이다 (<http://rain.atmos.colostate.edu/FCDR/>).

본 연구에서는 SSM/I의 19.35, 37.0 GHz의 수평, 수직 편광 밝기 온도 자료를 1987년부터 2017년까지 3, 4월에 대한 해빙 표면 온도 산출을 위해 사용하였다. 또한 SSM/I, SSMIS 자료와 bootstrap sea ice concentration algorithm을 이용해 산출된 해빙 점유율 자료(Comiso, 2017)를 해빙 영역을 확인하여 해빙 온도를 산출하였으며 온도 자료를 분석하는데 활용하였다. 해빙 점유율 자료는 NSIDC에서 25×25 km EASE-grid 형식으로 제공된다(<https://nsidc.org/data/nsidc-0079/versions/3>).

2.1.3. ERA-Interim

ERA-Interim 자료는 지상 자료와 상층 자료로 구성된다. 상층 자료의 등압면 자료는 1000-1 hPa까지 37개 층에 대해 자료가 제공된다(Dee et al., 2011). 사용한 변수는 지상 자료의 지상 기압, 2 m 온도, 2 m 이슬점 온도이며, 등압면 자료의 37개 층에 대한 온도, 습도이다. 또한 6시간 간격의 시간 해상도와 0.75° 간격의 공간 해상도를 가지는 자료를 이용하였으며, 위성 자료와 함께 사용하기 위하여 해당 자료를 일 평균하여 EASE-Grid로 변환하여 사용하였다.

2.2. PIOMAS

PIOMAS는 12개 카테고리의 Thickness and Enthalpy Distribution (TED) 해빙 모델과 Parallel Ocean Program (POP) 해양 모델을 결합한 모델을 통해 해빙 두께, 해빙 점유율, 눈 두께, 해빙 성장률 등의 자료를 생산한다(http://psc.apl.uw.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly/data/model_grid). 이 해빙 모델은 역학, 열역학적 모델로서 해빙의 리징(ridging)을 모의할 수 있으며, 해빙의 유동성을 고려한다(Zhang and Rothrock, 2003). PIOMAS는 위성의 해빙 점유율 자료, 해수면 온도 관측 자료를 동화에 사용하며 이로 인해 해빙 점유율 자료가 이용 가능한 79년부터 자료가 생산된다. 대기 강제력의 입력 자료로는 National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) 재분석 자료의 일 평균 10 m 수평 바람, 2 m 대기 온도, 비습, 강수량, 증발량, 하향 장파 복사, 해면 기압, 운량과 같은 변수가 이용된다(Zhang and Rothrock, 2003). PIOMAS 자료는 북위 48° 이상의 지역에 대해 생산되며 전 지구 해빙 모델(Parallel Ocean and Ice Model, POIM)에 대해 등지 격자 체계를 통해 모의된다(Zhang and Rothrock, 2003; Schweiger et al., 2011).

PIOMAS 모델의 해빙 두께는 여러 선행 연구에서 잠수함, 위성, 항공기 등과 같은 관측 자료에 의해 비교된 바 있다. Schweiger et al. (2011)은 잠수함, 계류 상향 음파 탐지기, 항공기로부터 관측된 해빙

두께와 PIOMAS 모델의 해빙 두께를 비교했을 때, 상관계수가 0.73이었으며, Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat)의 해빙 두께와 비교하였을 때, 0.8 이상의 공간 상관 계수를 가짐을 보였다. 반면 캐나다 군도와 그린란드 북쪽의 두꺼운 얼음을 과소모의하는 경향을 보였다(Schweiger et al, 2011, Stroeve et al, 2014). Stroeve et al. (2014)은 이용 가능한 관측 자료들로부터 약 25년 기간에 대해 PIOMAS의 해빙 두께와 비교했을 때, 공간 분포를 비교적 잘 모의하는 반면 얇은 얼음을 과대모의하고 두꺼운 얼음을 과소모의하는 경향이 있음을 보였다.

PIOMAS 모델의 적설 두께의 경우 NCEP/NCAR 재분석 자료의 강수량을 이용하여 적설량을 계산하며 이것의 불확실성에 대해서는 잘 알려지지 않았지만 Lindsay and Schweiger (2015)는 0.1m 정도의 불확실성을 가질 것으로 추정하였으며 PIOMAS의 적설 두께는 Warren et al. (1999)의 기후값과 차이를 보이지만 최근의 시공간적 변동성을 고려하는데 있어서 장점이 있음을 주장하였다.

본 연구에서는 분석하고자 하는 최근 30년(1987년 12월-2017년 4월)에 대해 해빙 온도와 해빙의 두께 사이의 관계를 분석하고자 월 평균 해빙 두께 및 적설 두께 자료를 활용하였다. 다른 변수와의 비교 분석을 위해 EASE-grid로 변환하여 사용하였다.

2.3. Arctic Antarctic Ice Surface Temperature from thermal Infrared satellite sensors (AASTI)

AASTI는 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) 센서의 적외선 대기의 창 영역 밝기 온도 자료를 기반으로 1982년부터 2015년까지의 기간에 대해 산출된 장기간의 극 지역 지표면 온도자료이다(Dybkjær et al., 2014).

AVHRR 센서는 NOAA Polar-Orbiting Operational Environmental Satellites (POES) 시리즈와 Meteorological Operational Satellite (MetOp)-A, B에 탑재되어 1979년부터 현재까지 관측을 수행하고 있으며 POES/MetOp 위성은 833/820 km 고도의 극 궤도 위성으로 극 지역을 약 2시간 간격으로 관측할 수 있다(https://www.dlr.de/eoc/en/desktopdefault.aspx/tabid-9136/19476_read-45195/).

극 지역의 지표면 온도 산출은 ERA-Interim의 대기 연직 정보를 복사전달 모델에 입력하여 적외 채널($3.7\ \mu\text{m}$, $11\ \mu\text{m}$, $12\ \mu\text{m}$)에 상응하는 밝기 온도를 계산하고 지표면 온도와 회귀분석을 통해 회귀식을 추정한 후, 산출된 식에 장기간 관측된 적외 영역 밝기 온도 자료를 적용함으로써 이루어졌다.

본 연구에서는 1987년 12월부터 2015년 4월까지 기간의 월평균 0.25° 간격의 표면 온도 자료를 덴마크 기상청으로부터 제공받아 사용하였으며, 겨울철 해빙은 평균적으로 눈으로 덮여 있을 것이라는 가정하에 이후에는 눈 표면 온도로 언급하였다.

2.4. Sea Ice Age

해빙의 나이는 해빙 면적이 최소인 월에서 다음 해의 면적이 최소인 월까지 살아남았을 때 한 살씩 더함으로써 정해지며 해빙을 탐지하고 움직임을 추적하는 방식으로 측정하게 된다. 이 자료는 위성의 수동 마이크로파 센서(SMMR; Scanning Multi-channel Microwave Radiometer, SSM/I, SSMIS, AMSR-E), 가시적외 영상자료(AVHRR), 표류 부이(IABP; International Arctic Buoy Programme), 대기 재분석 자료(NCEP/NCAR)의 정보를 활용하여 1978년 11월부터 2017년 2월까지 기간에 대해 산출되었다(Tschudi et al., 2016).

본 연구에서는 해빙의 타입을 구분하여 분석하기 위해 NSIDC에서 제공하는 주 평균 12.5×12.5 km EASE-grid 형식의 해빙 나이 자료(<https://nsidc.org/data/nsidc-0611>)를 25×25 km EASE-grid 형식으로 변환하여 사용하였다.

3. 이론적 배경 및 분석 방법

3.1. 마이크로파 센서를 이용한 얼음 표면 온도 산출 알고리즘

본 연구에서는 Sohn and Lee (2013), Lee et al. (2017), Lee et al. (2018a, b)에서 제시한 해빙 온도 산출 알고리즘을 겨울철 (12월-2월) 뿐만 아니라 봄철인 3, 4월에도 적용하여 확장된 겨울철 기간에 대한 온도 자료를 산출하였다. 아래에 이론적 배경과 함께 알고리즘에 대해 요약하였다.

3.1.1. 마이크로파 영역에서의 복사 전달 방정식

Rayleigh-Jeans 근사에 의하면 마이크로파 관측영역에서 복사량은 온도에 비례한다. 따라서 관측 센서를 기준으로 대기의 상단에서의 복사 전달 방정식은 다음과 같이 온도에 대한 식으로 나타낼 수 있다.

$$T_p(\nu) = \varepsilon_p(\nu)T_s e^{-\tau(\nu)} + T_{p,up}(\nu) + (1 - \varepsilon_p(\nu))T_{p,down}(\nu) e^{-\tau(\nu)} \quad (1)$$

여기서 ν 는 주파수, 아래 첨자 p 는 수평(H), 수직(V) 편광 상태를 나타내며, T_p 는 관측되는 편광 밝기 온도, T_s 는 방출이 최대인 층의 온도, $T_{p,up}$, $T_{p,down}$ 은 해빙 위에서 대기 상단까지 연직 적분한 상향 밝기 온도, 하향 밝기 온도를 의미한다. 또한 ε_p 는 방출이 최대인 층의

편광 방출률이며, $e^{-\tau}$ 는 대기의 총 투과율을 의미한다.

마이크로파 영역에서 투과율은 수증기와 산소의 영향을 받으나, 37 GHz 이하의 낮은 주파수영역에서는 투과율이 0.9 이상으로 대기의 영향이 크지 않다. 또한 23 GHz 주변에서 약한 수증기 흡수 밴드를 가지지만 극 지역은 수증기량이 적은 편이기 때문에 영향이 크게 나타나지 않는다. 특히 6.925 GHz에서는 대기의 영향을 무시할 수 있기 때문에 식 (1)을 간단하게 쓸 수 있다.

$$T_p(\nu) = \varepsilon_p(\nu)T_s \quad (2)$$

따라서 T_s 를 구하기 위해서는 편광 방출률 ε_p 를 알아야한다. 식 (2)의 두 편광 성분을 고려하면, 편광 방출률의 비는 다음과 같이 표현된다.

$$\frac{T_V(\nu)}{T_H(\nu)} = \frac{\varepsilon_V(\nu)}{\varepsilon_H(\nu)} \quad (3)$$

식 (3)의 좌변은 수직, 수평 편광 밝기 온도로 위성 관측값이지만, 우변의 두 편광 방출률은 변수로 남아있다. 하지만 Sohn and Lee (2013)에서 유도한 "combined Fresnel equation"을 활용하면 두 편광 성분을 하나의 편광 성분으로 표현하는 것이 가능하기 때문에 식 (3)을 해석적으로 풀 수 있다. 이것에 대한 자세한 설명은 3.1.2절에 서술하였다.

3.1.2. 프레넬 방정식을 이용한 편광 방출률, 굴절지수, 얼음 표면 온도 계산

매끄러운 표면에 입사하는 전자기파의 편광 반사도 (R_p)는 프레넬 방정식을 따른다(식 (4), (5)).

$$R_V = \left| \frac{N_r^2 \cos \theta - \sqrt{N_r^2 - \sin^2 \theta}}{N_r^2 \cos \theta + \sqrt{N_r^2 - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (4)$$

$$R_H = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{N_r^2 - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{N_r^2 - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (5)$$

R_V , R_H 는 각각 수직, 수평 편광 된 지면 반사도, θ 는 위성의 지구 입사각(AMSR-E의 경우 55.1°)이고, N_r 은 굴절 지수이다. 편광 반사도를 구하기 위해서는 N_r 을 알아야 하는 어려움이 있으나, 두 편광 반사도의 해석적 관계를 적용하면 R_V 를 R_H 에 대한 함수로 나타낼 수 있다(combined Fresnel equation).

$$R_V(\nu) = R_H(\nu)^2 \left(\frac{1 + R_H(\nu)^{-1/2} \cos 2\theta}{1 + R_H(\nu)^{1/2} \cos 2\theta} \right)^2 = f(R_H(\nu), \theta) \quad (6)$$

키르히호프 법칙에 따르면 방출률 (ϵ_p)은 $1 - R_p$ 로 표현될 수 있으므로, 식 (3)을 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{T_V(\nu)}{T_H(\nu)} = \frac{1 - R_V(\nu)}{1 - R_H(\nu)} = \frac{1 - f(R_H(\nu), \theta)}{1 - R_H(\nu)} \quad (7)$$

식 (7)에 따르면 combined Fresnel 방정식이 미지수 두 개를 하나로 줄여주는 역할을 하기 때문에 추가적인 선행 정보 없이 위성에서 관측된 편광 밝기 온도로부터 편광 방출률을 해석적으로 구할 수 있다. 따라서 식 (2)를 통하여 해빙의 표면 온도를 이론적으로 산출할 수 있는 근거가 마련된다.

또한 Sohn and Lee (2013)은 굴절 지수와 수평 편광 성분의 관계를 다음과 같이 제시하였다.

$$N_r^2 = 1 + \frac{4R_H^{1/2} \cos^2 \theta}{(R_H^{1/2} - 1)^2} \quad (8)$$

따라서 편광 반사도와 위성 천정각을 통해 굴절 지수를 얻을 수 있다.

3.1.3. 6.925 GHz 보다 높은 주파수에서의 방출률

앞선 3.1.1절과 3.1.2절에서는 AMSR-E의 6.925 GHz의 장점을 이용해 해빙 표면 온도 및 이상적인 수평면에 대한 방출률 및 굴절 지수를 구하는 과정에 대해 서술하였다. 하지만 AMSR-E의 6.925 GHz는 2002년에서 2011년까지 관측이 수행되었기 때문에 약 10년간의 자료만 생산이 가능하지만 SSM/I를 활용할 경우 30년 이상의 자료를 생산할 수 있다. 반면 SSM/I는 18 GHz 이상의 주파수 영역을 관측하기 때문에 이를 이용하기 위해서는 대기 효과 및 해빙 방출률을 고려하여 해빙 온도를 산출해야 한다.

3.1.1절에서 언급한 것과 같이 주파수가 커질수록 대기의 투과율은

작아지며, 23 GHz는 약한 수증기 흡수밴드이다. 따라서 대기의 영향을 고려하여 방출률을 계산해야 한다. 즉 식 (1)로부터 편광 방출률은 다음과 나타낼 수 있다.

$$\varepsilon_p(\nu) = \frac{T_p(\nu) - T_{p,up}(\nu) - T_{p,down}(\nu)e^{-\tau(\nu)}}{(T_s - T_{p,down}(\nu))e^{-\tau(\nu)}} \quad (9)$$

식 (9)의 ε_p 는 대기의 영향을 보정한 겉보기 방출률이다(Lee et al., 2017). 대기과 관련된 항인 $T_{p,up}$, $T_{p,down}$, $e^{-\tau}$ 를 계산하기 위해서 복사 전달 모델 Satellite Data Simulator Unit (SDSU)-version 2.1 (Masunaga et al., 2010)을 사용하였으며, 입력 자료로는 ERA-Interim 대기프로파일을 이용하였다.

또한 해빙 표면의 거칠기로 인해 방출률이 이상적인 매끄러운 면의 방출률과는 차이가 있고, 해빙이 얼 때 염분이 빠져나가면서 생긴 공기 주머니와 해빙 위 눈 입자에 의한 체적 산란에 의해 해빙 내 마이크로파의 상향 복사가 감쇄되어 눈 표면 위로 방출될 것이다 (Figure 1). 이것을 식으로 표현하면 다음과 같다.

$$T_p = \varepsilon_{r,p} T_s \exp(-\tau_{sca}) \quad (10)$$

$\varepsilon_{r,p}$ 와 T_s 는 거친 표면에서의 편광 방출률과 방출층 온도이며, τ_{sca} 은 눈과 얼음층의 체적 산란과 관련된 광학 두께이다. 식 (10)으로부터 해빙의 편광 겉보기 방출률은 다음과 같이 거칠기 효과와 부피 산란 효과의 곱으로 나타낼 수 있다.

$$\varepsilon_p = \frac{T_p}{T_s} = \varepsilon_{r,p} \exp(-\tau_{sca}) \quad (11)$$

거친 표면에 대한 방출률($\varepsilon_{r,p}$)을 매끄러운 표면에 대한 방출률($\varepsilon_{s,p}$)에 대해 표현하는 것은 "combined Fresnel equation"을 적용할 수 있다는 장점이 있다. 따라서 두 방출률을 연관시키기 위해 거칠기 효과를 정의하게 된다(Lee et al., 2018a).

$$\varepsilon_{r,p} = \varepsilon_{s,p} F_p \quad (12)$$

여기서 F_p 는 거칠기 매개변수를 의미한다. 그 결과, 식 (11)과 (12)를 정리하여 보정인자(CF), 즉 겉보기 방출률과 매끄러운 표면의 방출률 사이의 비를 정의할 수 있다.

$$CF_p = \frac{\varepsilon_p}{\varepsilon_{s,p}} = F_p \exp(-\tau_{sca}) \quad (13)$$

AMSR-E의 6.925 GHz 채널에서 계산된 T_s , N_r 을 이용하면 식 (4), (5), (9)를 통해 $\varepsilon_{s,p}$, ε_p 값을 계산할 수 있으므로 CF 값을 얻을 수 있다. 이때, N_r 은 100 GHz 이하의 주파수 영역에서 주파수에 관계없이 일정한 값을 가진다고 가정한다(Sadiku, 1985; Lee et al., 2018a). 그 이유는 굴절 지수의 실수 부분은 해당 주파수에서 거의 일정한 값을 가지며, 허수 부분은 변동성이 크지만 실수 부분에 비해 그 크기가 무시할 만큼 매우 작다(Sadiku, 1985). 따라서 6.925 GHz N_r 을 다른 주파수에 대해서도 적용할 수 있다.

CF 는 단년빙에 대해서는 거의 1에 가까운 값을 갖지만, 다년빙에 대해서는 1보다 작은 값을 갖는다. 이는 다년빙 내부에 생기기 쉬운 공기 주머니와 다년빙 위에 쌓인 눈으로 인해 체적 산란 효과가 겉보기

방출률에 영향을 주는 것을 의미한다. 또한 CF 는 두 편광 성분에 대해 거의 동일한 값을 가진다(Lee et al., 2018a).

3.1.4. 보정인자(CF)를 활용한 SSM/I 채널 기반 얼음 표면 온도 산출

SSM/I의 경우 6.925 GHz 채널이 없지만 CF 를 알 수만 있다면 겉보기 편광 방출률을 계산할 수 있다. $\varepsilon_{s,p}$ 는 편광 밝기 온도와 프레넬 관계를 통해 계산할 수 있기 때문이다. 따라서 겉보기 편광 방출률을 알게 되면 얼음 표면 온도를 구할 수 있다(Lee et al., 2018a, b).

AMSR-E의 6.925 GHz의 자료가 없는 기간에 대해서 CF 값은 밝기 온도와 관계를 통해 추정될 수 있다. 선행연구에서는 CF 가 spectral gradient ratio (GR)와 강한 선형 관계가 있음을 밝혔다(Lee et al., 2018a).

$$GR_{19V37V} = \frac{TB_{37V} - TB_{19V}}{TB_{37V} + TB_{19V}} \quad (14)$$

$$CF_{reg} = a_0 + a_1 TB_{19V} + a_2 TB_{37V} + a_3 GR_{19V37V} \quad (15)$$

TB_{19V} , TB_{37V} 는 각각 19.4 GHz와 37.0 GHz에서의 수직 편광 밝기 온도이며, GR_{19V37V} 은 두 채널 밝기 온도의 관계식인 gradient ratio이다. 그리고 CF_{reg} 은 선형 회귀식 (15)에 의해 추정되는 CF 이며, a_i ($i=0, 1, 2$ and 3)는 회귀 계수이다.

SSM/I 와 AMSR-E 자료가 동시에 존재하는 기간에 대해서 식 (13)을 통해 계산된 CF 와 밝기 온도를 이용하여 식 (15)의 회귀 계수를 결정할 수 있다. 공통된 기간 중 1 년의 자료는 제외한 뒤 CF_{reg} 에 활용되고 사용하지 않은 1 년의 자료는 검증을 위해 사용된다. 이러한 방식으로 결정된 월별 회귀 계수를 전체 30 년 기간에 적용하여 SSM/I 혹은 SSMIS 자료만을 사용하여 CF 를 구할 수 있다.

3.1.5. 온도 자료의 검증

SSM/I 와 SSMIS 를 활용한 온도 산출 알고리즘은 Lee et al. (2018b)에서 부이 자료를 이용하여 검증작업을 완료하였다. 그 결과 마이크로파 센서를 통해 산출된 온도와 부이 온도 자료는 상관계수가 0.95, 편차가 0.15 K, 평균 제곱근 편차는 1.48 K 의 값을 나타내며, 1:1 관계를 잘 만족함을 보였다.

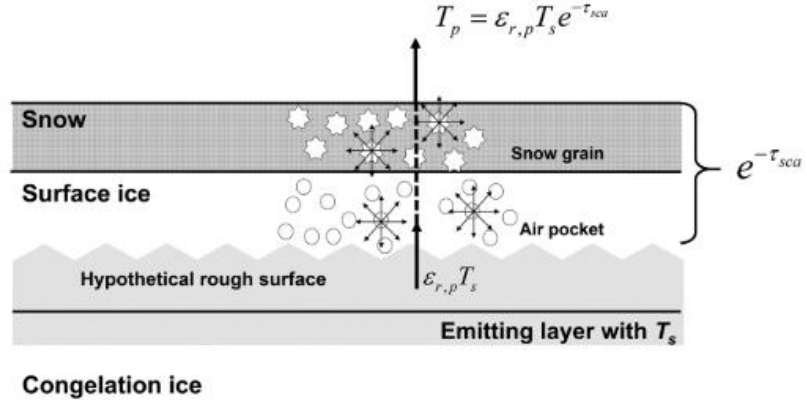


Figure 1. Schematic diagram illustrating microwave radiative transfer within snow–ice layer. The emitting with a hypothetical rough surface in the ice layer is shaded in gray (adapted from Lee et al., 2018a).

3.2. 분석 방법

3.2.1. 분석 영역 및 격자 변환

본 연구에서는 분석 영역으로 겨울철 북극해에서 해빙이 지속적으로 존재하고 변화 경향성이 대체로 유의미하게 나타나는 5개 해역 (랍테프해, 동시베리아해, 척치해, 보퍼트해, 북극 중앙해)을 선정하였다 (Figure 2). 변수들의 지역별 혹은 전체 지역의 평균을 분석하기 위해 NSIDC에서 제공하는 지역별 마스크 자료 (Meier et al., 2007)를 이용하여 구분하였고, 면적을 고려하여 가중 평균하였다. 또한 월 평균 해빙 점유율이 95% 이상인 지점에 대해서만 해빙 영역으로 구분하여 분석에 이용하였다.

북극 지역의 자료들은 다양한 격자 형태로 제공되므로 변수들을 같은 조건에서 비교 분석하기 위해서는 하나의 격자 형태로 변환할 필요가 있다. 북극 지역에서는 EASA-grid를 사용하였을 때, 각 지점이 나타내는 면적이 거의 일정하게 나타나는 장점이 있으므로 얼음 표면 온도를 제외한 나머지 자료들을 25 km 해상도의 EASE-grid로 변환하여 사용하였다. ERA-Interim 재분석 자료, AASTI 눈 표면 온도 자료, 해빙 나이 자료는 EASE-grid의 각 지점에서 22 km 이내의 값들을 거리 제곱에 반비례하게 가중치를 주어 평균하였다. PIOMAS 모델의 경우 격자의 중심이 그린란드에 위치하고, 중심에서 저위도로 갈수록 해상도가 낮아지는 격자를 사용하여 100 km 이내의 값들을 가중 평균함으로써 변환하였다.

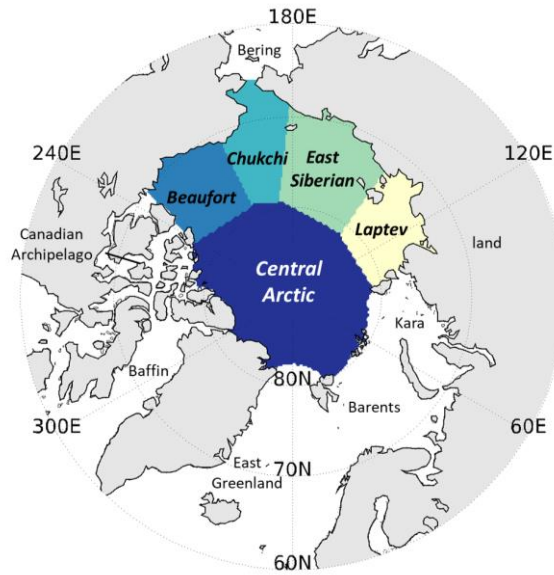


Figure 2. Geographical map of the Arctic. Shaded regions represent the regions used for this study.

3.2.2. 다변수 선형 회귀 분석

해빙 시스템 내에서 얼음 표면 온도는 눈 표면 온도, 얼음 두께 및 적설 두께와 밀접한 관계를 가지며, 그 변화에 의해 영향을 받을 것이다. 따라서 각각의 영향을 진단해보고자 식 (16)과 같이 얼음 표면 온도를 눈 표면 온도와 얼음 두께에 대한 선형 일차식으로 놓고 분석 영역의 각 지점에서 다변수 회귀 분석을 통해 회귀 계수들을 결정하였다. 이때, 적설 두께는 다음과 같은 이유로 분석에서 제외하였다. 여기서는 제시하지 않았지만 적설 두께의 경우 해빙 위에서 장기간에 대해 관측 자료가 없으므로 PIOMAS 모델 산출물을 이용해 분석해 본 결과, 적설 두께를 포함시켰을 때 회귀식의 설명 정도가 단지 약 1% 증가하였다. 그리고 적설 두께의 변화 경향이 매우 작고, 얼음 표면 온도 상승에 기여하는 정도 또한 작게 나타났다. 그에 비해, 독립변수의 수가 증가하면 자유도가 낮아짐으로 식의 신뢰도가 줄어들기 때문에 적설 두께를 제외하고 분석하는 것이 낫다고 판단하였다.

$$T_{ice} = a_0 + a_1 T_{snow} + a_2 H_{ice} \quad (16)$$

여기서 T_{ice} 는 얼음 표면 온도, T_{snow} 는 눈 표면 온도, H_{ice} 는 얼음 두께를 의미하고, a_i ($i = 0, 1, 2$)는 상수 및 회귀 계수를 나타낸다. 이때, 눈 표면 온도와 얼음 두께는 각 지점의 아노말리를 사용하여 얼음 표면 온도의 변동을 추정함으로써 회귀식의 상수는 분석 기간의 평균 얼음 표면 온도를 의미한다. 회귀 계수는 식 (17)과 같이 독립 변수인 눈 표면 온도 혹은 얼음 두께가 변할 때, 얼음 표면 온도가 변화하는

정도에 따라 결정될 것이다.

$$T_{ice} = a_0 + \frac{\partial T_{ice}}{\partial T_{snow}} T_{snow} + \frac{\partial T_{ice}}{\partial H_{ice}} H_{ice} \quad (17)$$

얼음 표면 온도가 눈 표면 온도와 얼음 두께에 의해 완전히 설명되지 않을 수 있기 때문에 분산의 설명 정도(Explained variance)를 함께 제시하였다.

그리고 얼음 표면 온도 상승에 있어서 눈 표면 온도와 얼음 두께의 변화가 얼마나 기여했는지 알아보기 위해 각 항에 대한 변화량을 계산하였다.

$$\Delta T_{ice} = \frac{\partial T_{ice}}{\partial T_{snow}} \Delta T_{snow} + \frac{\partial T_{ice}}{\partial H_{ice}} \Delta H_{ice} \quad (18)$$

여기서 변화량(Δ)은 분석 기간의 처음 5년과 마지막 5년 평균의 차이로 계산하였다. 각 변수들은 선형적으로 증가/감소하는 경향성을 보이기 때문에 마지막 5년 평균에서 처음 5년 평균의 차이는 각 변수의 경향성을 잘 보여준다(Figure 8). 또한 이러한 회귀 분석을 우변의 얼음 표면 온도의 시계열을 달리하여 세가지 경우에 대해 해빙 위 각 지점에서 수행하였다. 첫번째는 각 지점에서의 얼음 표면 온도 시계열을 사용하여 각 지점에서 변수들 간의 관계를 분석하였다. 두번째는 전체 분석 영역과 각 지역에 대해 평균한 얼음 표면 온도 시계열을 사용함으로써 국지적인 변화를 무시하고, 분석 영역의 평균 변화를 어느 지역에서 가장 잘 설명할 수 있는지를 살펴보았다. 마지막으로 해빙의 유형별 평균 얼음 표면 온도 시계열을 사용하여, 해빙 유형에 따라 변수들 간의 관계 및 변화 특징이 어떻게 다른지 분석하였다.

4. 결과

4.1. 얼음 표면 온도 및 얼음 두께의 변화 경향

4.1.1. 북극 전체 및 지역별 경향성

1987/88–2016/17년 겨울철(DJF)과 봄철(MA)에 대해 위성 관측 기반의 얼음 표면 온도와 PIOMAS 모델의 얼음 두께 자료를 이용하여 북극 해빙의 변화 경향성을 진단하였다. Figure 3은 겨울철과 봄철 평균 얼음 표면 온도 및 얼음 두께의 변화 경향과 두 변수 사이의 상관계수의 공간 분포를 나타낸 것이다. 겨울철 얼음 표면 온도는 북극해 분석 영역 대부분 지역에서 상승하는 경향을 보였고 북극 중심으로 갈수록 온도 상승 경향이 크게 나타났다. 최대 $3.4 \text{ K decade}^{-1}$ 비율로 온도가 상승한 지점이 존재한다. 이것은 30년간 약 10 K 이상 상승했음을 의미하는 것으로 해빙의 비열이 비교적 큰 것을 고려하면 예측하기 어려운 속도이다. 또한 겨울철 얼음 두께는 대부분 영역에서 감소하는 경향을 보였고, 캐나다 군도와 그린란드의 북쪽 지역에서 크게 나타났으며 최대 $-0.94 \text{ m decade}^{-1}$ 감소한 지점이 보인다. 주로 두꺼운 얼음이 위치하는 지역일수록 두께 감소폭이 크게 나타났다. 그리고 얼음 표면 온도와 두께의 상관 계수는 태평양 쪽의 해안가 일부를 제외한 대부분의 지역에서 유의미한 음의 상관관계를 보였다. 봄철의 경우 겨울철과 유사한 경향을 보이나 온도와 두께 모두, 변화 경향이 상대적으로 작은 결과를 보인다. 그러나, 상관관계의 경우 유사한 분포를 보이고 있다.

Figure 4는 겨울철에 대해 5개 영역 전체와 각 영역에 대해 평균한

얼음 표면 온도와 얼음 두께의 시계열을 나타낸 것으로 모든 지역에서 통계적으로 유의미한 변화 경향성을 보였다. 전체 영역의 평균 온도 상승률은 $1.37 \text{ K decade}^{-1}$ 이고, 보퍼트해의 온도는 이것과 비슷한 $1.25 \text{ K decade}^{-1}$ 비율로 상승했으며 북극 중앙해에서는 $2.06 \text{ K decade}^{-1}$ 의 가장 빠른 온도 상승이 나타났다. 반면 나머지 지역에서는 대략 $0.75 \text{ K decade}^{-1}$ 의 상대적으로 작은 온도 상승률을 보였다. 얼음 두께 또한 지역별 차이를 보인다. 전체 지역의 평균 두께 감소율인 $-0.37 \text{ m decade}^{-1}$ 에 비해 보퍼트해와 북극 중앙해에서는 약 $-0.46 \text{ m decade}^{-1}$ 의 빠른 감소율이 나타났으며, 나머지 지역에서는 비교적 작은 감소율을 보였다. 봄철의 경우(Figure 5)에도 지역별로 비슷한 경향성을 보였으나 겨울철보다 대체로 온도 상승 및 두께 감소 경향이 약간 둔화된 모습을 보인다(Table 1).

Figure 3과 4를 통해 비교적 얇은 얼음이 존재하는 랍테프해, 동시베리아해, 척치해에서는 두께 감소와 온도 상승 경향이 작게 나타나는 반면, 상대적으로 두꺼운 얼음이 존재하는 보퍼트해와 북극 중앙해에서는 두 변수의 경향성이 크게 나타남을 확인하였다. 이 때 대체로 온도 상승 경향이 큰 지역일수록 두께 감소 경향이 크게 나타났지만 그 정도가 비례하지는 않았다. 특히 보퍼트해의 경우 북극 중앙해와 비슷한 정도의 두께 감소 경향을 보였지만 온도 상승은 그에 상응하는 큰 값을 보이지는 않았다.

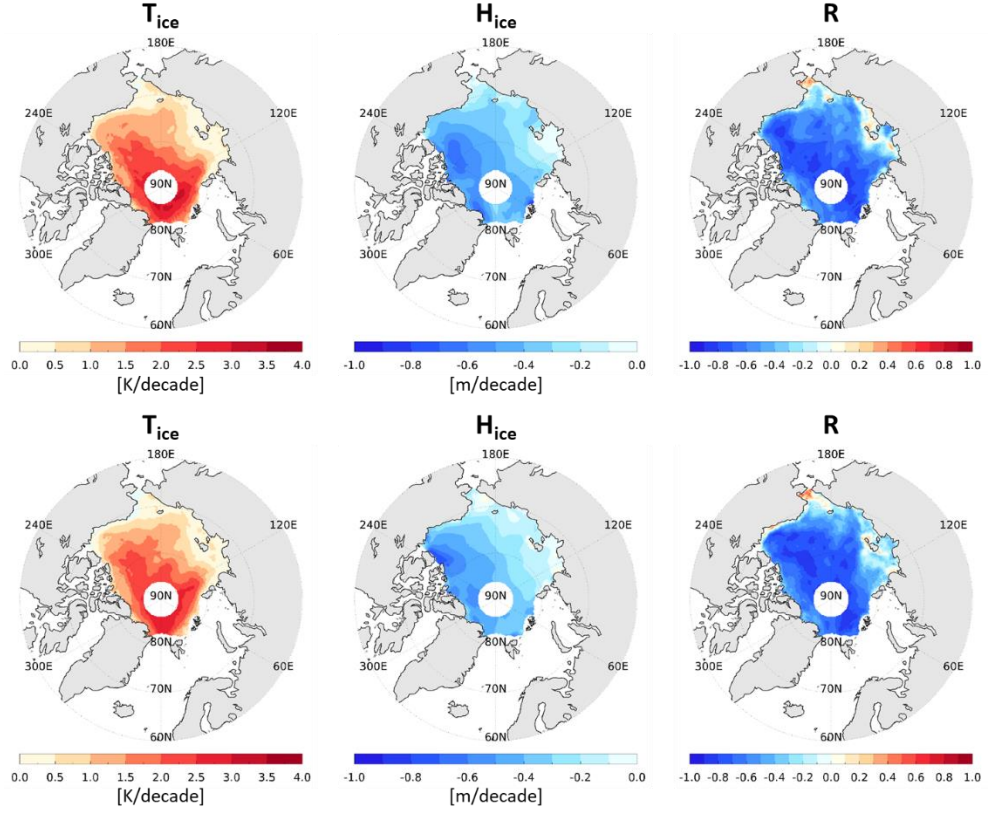


Figure 3. The geographical distributions of (top) December–January–February and (bottom) March–April mean (left) ice top temperature (T_{ice}) and (middle) ice thickness (H_{ice}) trends and (right) their correlation (R) for 1988–2017.

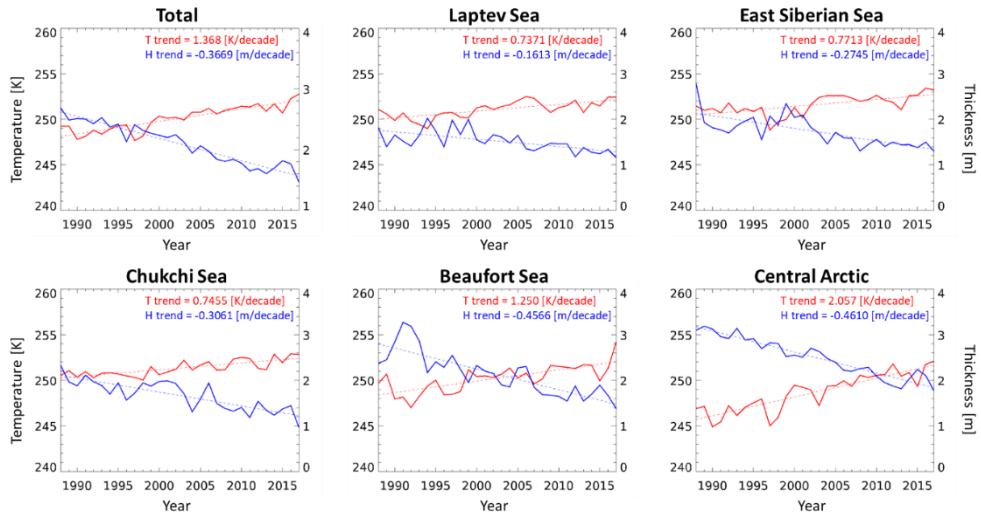


Figure 4. Time series of December–January–February mean ice top temperature (red line), and ice thickness (blue line) over the total five regions under study and over each region for 1988–2017.

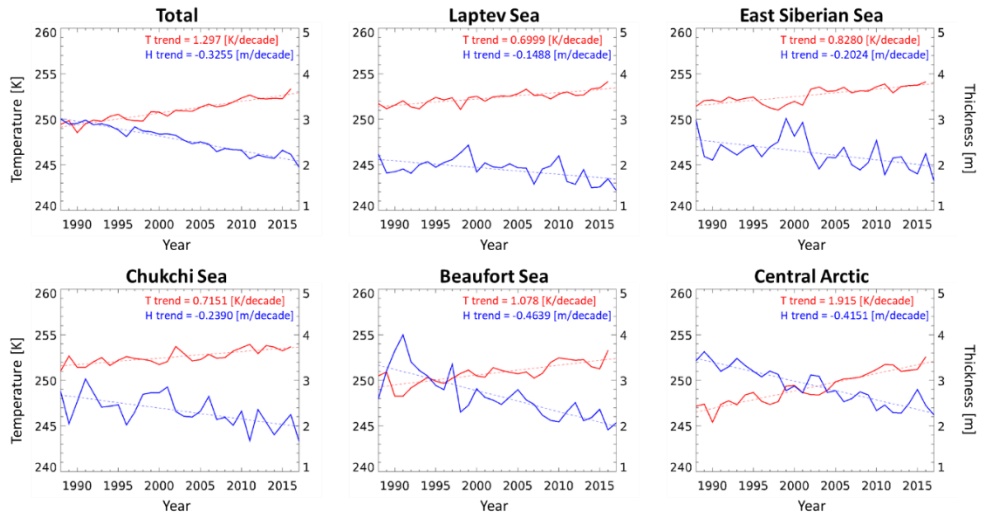


Figure 5. Same as in Figure 4 except for March–April.

Table 1. Regional mean trends of ice top temperature (T_{ice}), ice thickness (H_{ice}) and their correlation coefficients (R) in December–January–February and March–April (1988–2017). The number below the region name represents relative fractional area to the total.

| | DJF | | | MA | | |
|-----------------------------------|-------------------------|-------------------------|---------|-------------------------|-------------------------|---------|
| Region | T_{ice} [K/decade] | H_{ice} [m/decade] | R | T_{ice} [K/decade] | H_{ice} [m/decade] | R |
| Total (1.00) | 1.368 | −0.3669 | −0.8900 | 1.297 | −0.3255 | −0.9265 |
| Laptev Sea (0.12) | 0.7371 | −0.1613 | −0.6340 | 0.6999 | −0.1488 | −0.4622 |
| East Siberian Sea (0.18) | 0.7713 | −0.2745 | −0.6223 | 0.8280 | −0.2024 | −0.6515 |
| Chukchi Sea (0.12) | 0.7455 | −0.3061 | −0.6681 | 0.7151 | −0.2390 | −0.7192 |
| Beaufort Sea (0.13) | 1.250 | −0.4566 | −0.8428 | 1.078 | −0.4639 | −0.8589 |
| Central Arctic (0.45) | 2.057 | −0.4610 | −0.9028 | 1.915 | −0.4151 | −0.8945 |

4.1.2. 분포의 변화 경향

Figure 4 와 Figure 5 에서 전체 지역에 대해 평균한 얼음 표면 온도와 얼음 두께가 음의 상관성을 갖고 선형적으로 변화하는 경향이 존재함을 확인하였다. 따라서 전체 기간에 대해 두 변수의 분포의 변화를 확인해보고자 분석 기간의 처음 5 년과 마지막 5 년에 대해 평균한 겨울철 평균 온도와 두께의 분포를 히스토그램을 통해 비교하였다(Figure 6). 온도의 경우 0.25 K 간격, 두께의 경우 0.1 m 간격으로 해당 범위에 포함되는 지점의 개수를 전체 지점의 개수로 나눠 표준화한 빈도로 나타냈다.

겨울철 온도 분포는 왼쪽으로 꼬리가 긴 형태를 보이는데 처음 5 년에 비해 마지막 5 년에 분포가 오른쪽으로 이동(약 3 K 상승)하였으며, 표준편차가 크게 감소하는 양상을 보였다. 특히 마지막 5 년 평균 온도는 면적의 61%가 252.75–255 K 범위 내에 존재하면서 분포가 균질화되는 양상을 보였다. 반면 얼음 두께의 분포는 온도와는 반대 분포를 가지고 오른쪽으로 꼬리가 긴 형태를 보이며 오른쪽 꼬리에 약하게 두번째 peak 가 존재한다. 이것은 단년빙과 다년빙에 따라 두께 범위가 차이를 보이기 때문에 나타나는 것으로 해석할 수 있다. 두께의 경우에도 처음 5 년 평균과 비교했을 때, 마지막 5 년 평균 분포가 왼쪽으로 이동(약 0.84 m 감소)하였으며, 표준편차가 감소하는 형태를 보였다. 특히 3 m 이상의 두꺼운 얼음은 급격히 줄어들었으며, 빈도의 최댓값이 2 배 이상으로 증가하였다.

Figure 7 은 Figure 6 에서 확인한 처음 5 년과 마지막 5 년 평균한 겨울철 얼음 표면 온도와 얼음 두께의 공간적 분포를 보여준다. 전반적인 온도 상승과 함께 북극 중앙해의 온도가 크게 상승하였음을 알 수 있다. 마찬가지로 대부분의 지역에서 얼음 두께가 감소하였으며, 두꺼운 얼음이 주로 위치하는 캐나다와 그린란드 북쪽 지역에서 두께 감소가 크게 나타남을 알 수 있다. 또한 마지막 5 년과 처음 5 년 평균의 차이가 Figure 3 의 트렌드와 매우 유사한 분포를 보인다.

봄철의 경우에도 겨울철과 매우 유사한 분포와 경향성을 보인다(Figure 8 and 9). 반면 겨울철에 비해 봄철에는 얼음 표면 온도가 평균 0.8-0.9 K 정도 상승하고 얼음 두께는 0.4-0.5 m 정도 성장하는 것을 확인할 수 있다. 이것은 봄철이 되면서 북극 지역에 태양 복사에너지가 도달하여 기온이 상승하고 표면이 녹을 수 있지만 여전히 기온이 해양의 온도보다 낮아 얼음이 계속 성장하기 때문이다.

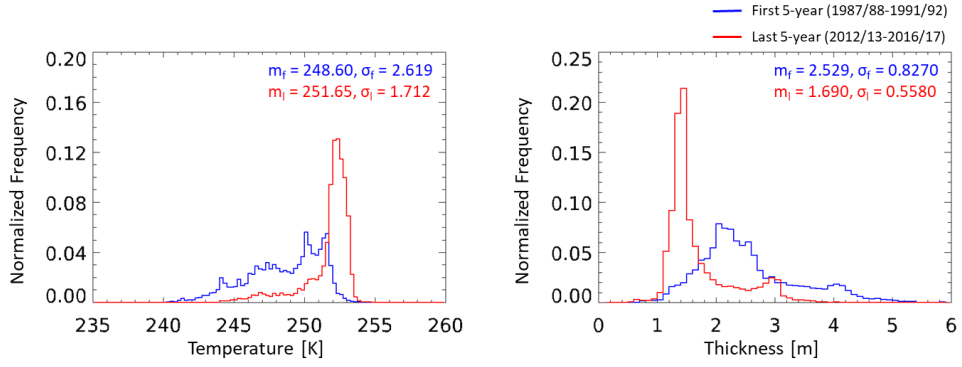


Figure 6. Histograms of first 5-year (blue) and last 5-year mean (red) December–January–February (left) ice top temperature and (right) ice thickness. Bin sizes for temperature and thickness are 0.25 K and 0.1 m, respectively. The frequencies were normalized by the total number of ice pixels.

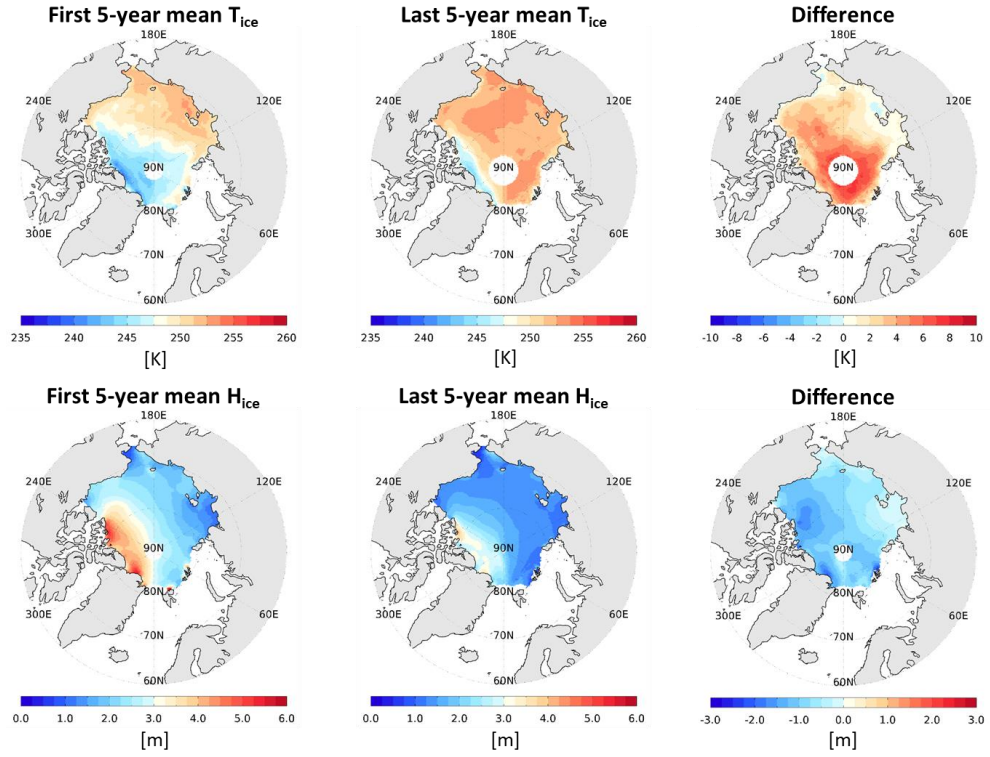


Figure 7. The geographical distributions of (left column) first 5-year and (middle column) last 5-year mean and (right column) their differences of December–January–February (top row) ice top temperature (T_{ice}) and (bottom row) ice thickness (H_{ice}).

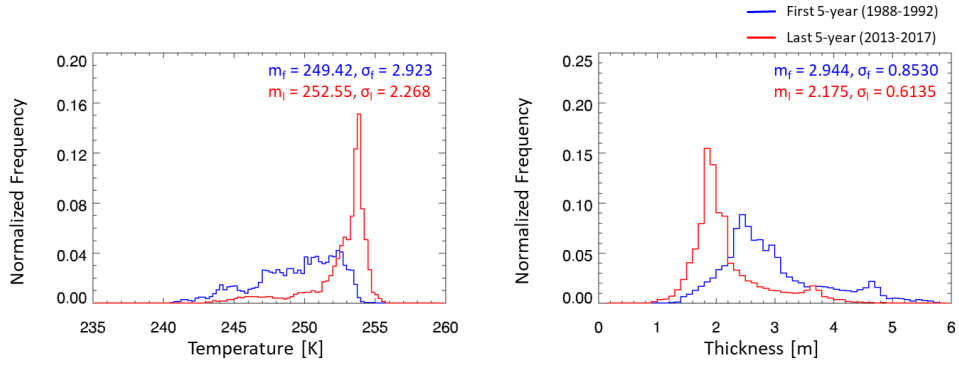


Figure 8. Same as in figure 6 except for March–April.

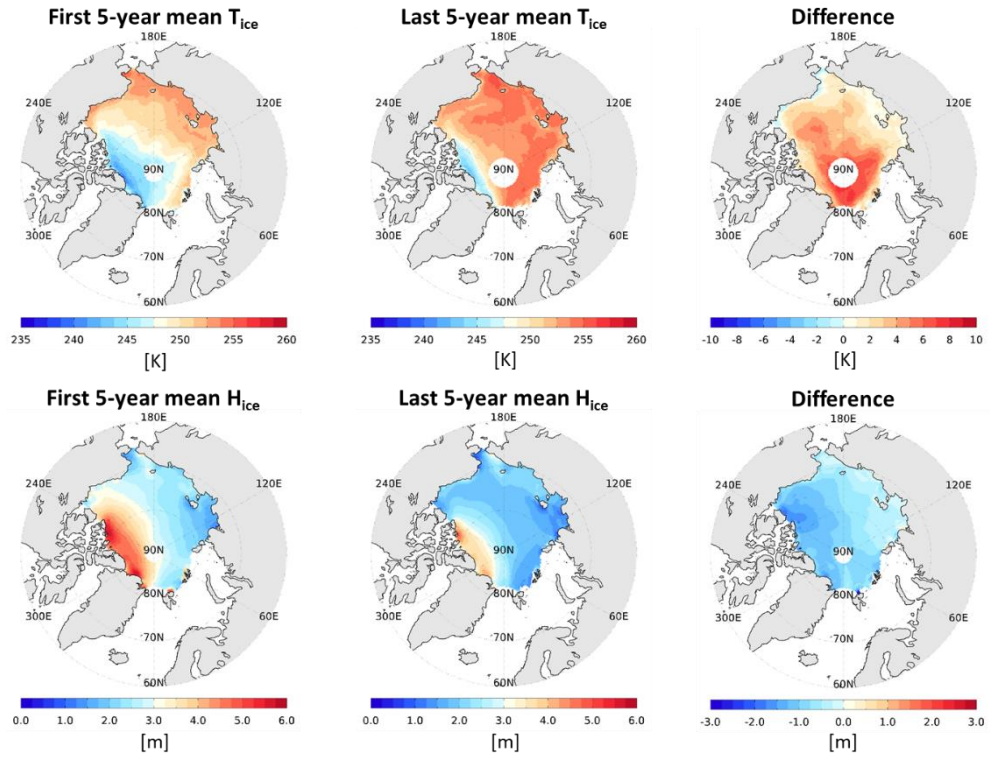


Figure 9. Same as in figure 7 except for March–April.

4.1.3. 단년빙과 다년빙

4.1.1절과 4.1.2절에서 보인 지역별 경향성의 차이가 해빙의 유형에 따른 차이에 의해 유발되었을 것으로 예상하여 단년빙과 다년빙을 구분하여 분석하였다. 유형 구분은 해빙의 나이 1.5년을 기준으로 단년빙과 다년빙을 나눈 뒤, 각 지점에서 겨울철 및 봄철 기간 동안 빙도가 큰 유형을 선택하였다. Figure 10과 11은 매년 각각의 해빙 유형에 대해 겨울철과 봄철의 얼음 표면 온도와 얼음 두께를 평균한 시계열이다. 겨울철 다년빙의 경우 단년빙에 비해 얼음 표면 온도는 약 2.2배 이상 빠르게 상승하였으며, 얼음 두께는 약 1.6배 빠르게 감소하였다. 봄철의 경우에도 다년빙에서의 온도 상승은 1.9배, 두께 감소는 1.8배 빠른 경향성을 보였다. 다년빙에서 두께 감소 경향이 크게 나타나는 이유는 비교적 두꺼운 다년빙의 경우 녹을 수 있는 양 자체가 많을 뿐 아니라 해를 거듭하면서 연속적으로 줄어들지만, 단년빙의 경우 겨울철 해양과 대기의 온도 차에 의해 일정 수준으로 생성되기 때문으로 해석할 수 있다. 반면 절대량에 있어서는 차이를 보였지만, 감소 비율은 비슷하게 나타났다. Figure 12와 13으로부터 처음 5년과 마지막 5년의 평균 겨울철 두께의 감소율을 계산해보면 단년빙의 경우 23.3%, 다년빙의 경우 24.6%로 비슷한 정도를 보인다. 봄철의 경우에도 각각 14.0%(단년빙), 16.3%(다년빙)의 감소율을 보인다.

또한 Figure 10과 11로부터 시간이 지남에 따라 단년빙과 다년빙 간의 온도 및 두께의 차이가 줄어드는 것을 알 수 있다. 이것은 최근

30년간 다년빙의 면적뿐만 아니라 나이가 점차 감소(Figure 14)한 것에도 연관이 있을 것이다. 일반적으로 해빙의 나이가 많을수록 얼음이 두꺼운 경향이 있다(Maslanik et al., 2007). 상대적으로 두껍고 나이가 많은 다년빙이 감소함에 따라 단년빙과 다년빙의 두께 차이가 감소하고 그로 인해 온도 차이의 감소에도 영향을 주었을 것으로 예상할 수 있다.

Figure 12는 겨울철 단년빙과 다년빙에 대해 처음 5년과 마지막 5년 평균의 얼음 표면 온도 및 두께의 분포를 비교한 것이다. 비교적 좁은 온도와 두께의 범위를 갖는 단년빙의 경우 온도 상승 및 두께 감소(1.29 K 상승, 0.42 m 감소)와 함께 면적이 증가함으로써 마지막 5년 평균은 더 균질화된 분포를 갖는다. 다년빙의 경우 온도 상승과 두께 감소(3.36 K 상승, 0.70 m 감소)에 의한 분포의 이동이 뚜렷하게 보이며 분산은 크게 감소하지 않았다.

Figure 12와 13을 비교해보면 봄철이 되면서 단년빙의 얼음 표면 온도는 약 1.1–1.3 K 정도 상승하였지만 다년빙의 경우 약 0–0.6 K 정도 상승하였다. 따라서 단년빙 지역은 봄철이 되면 상대적으로 빠르게 온도가 상승함을 알 수 있다.

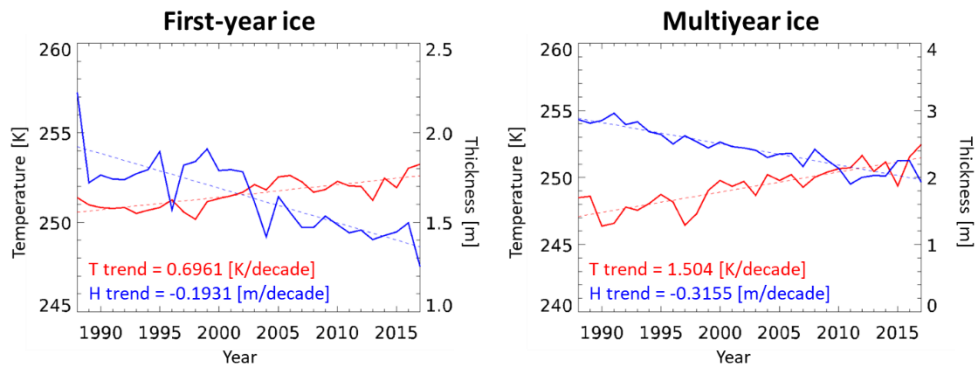


Figure 10. Time series of December–January–February mean ice top temperature (red line) and ice thickness (blue line) averaged over (left) first–year ice and (right) multiyear ice for 1988–2017.

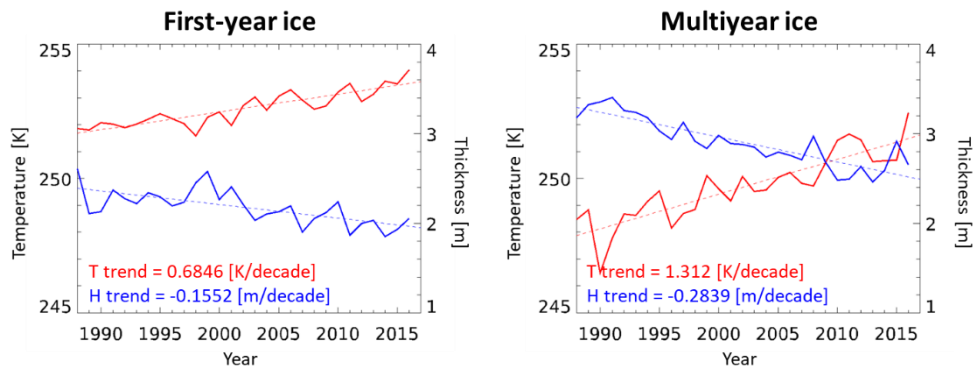


Figure 11. Same as in figure 10 except for March–April.

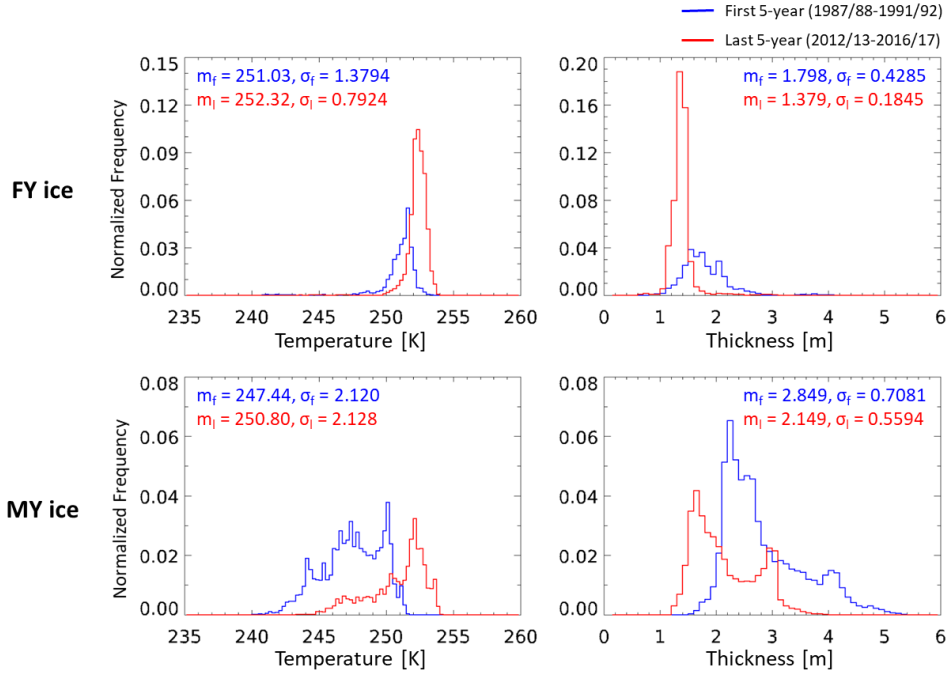


Figure 12. Histograms of first 5–year (blue) and last 5–year (red) mean (left column) December–January–February ice top temperature and (right column) ice thickness over (top row) first–year ice and (bottom row) multiyear ice. Bin sizes for temperature and thickness are the same as in figure 4.

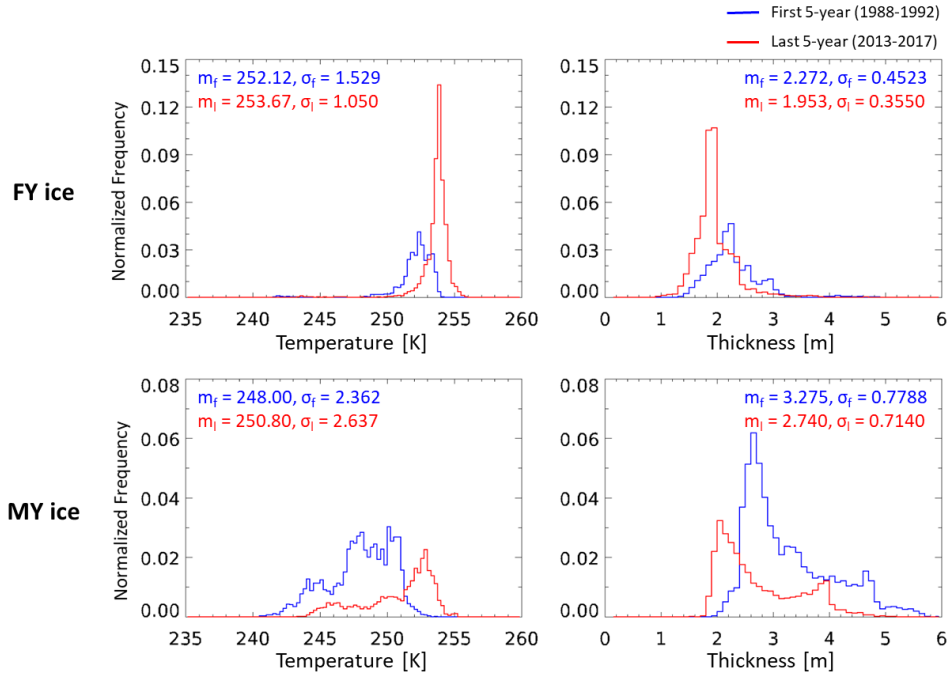


Figure 13. Same as in figure 12 except for March–April.

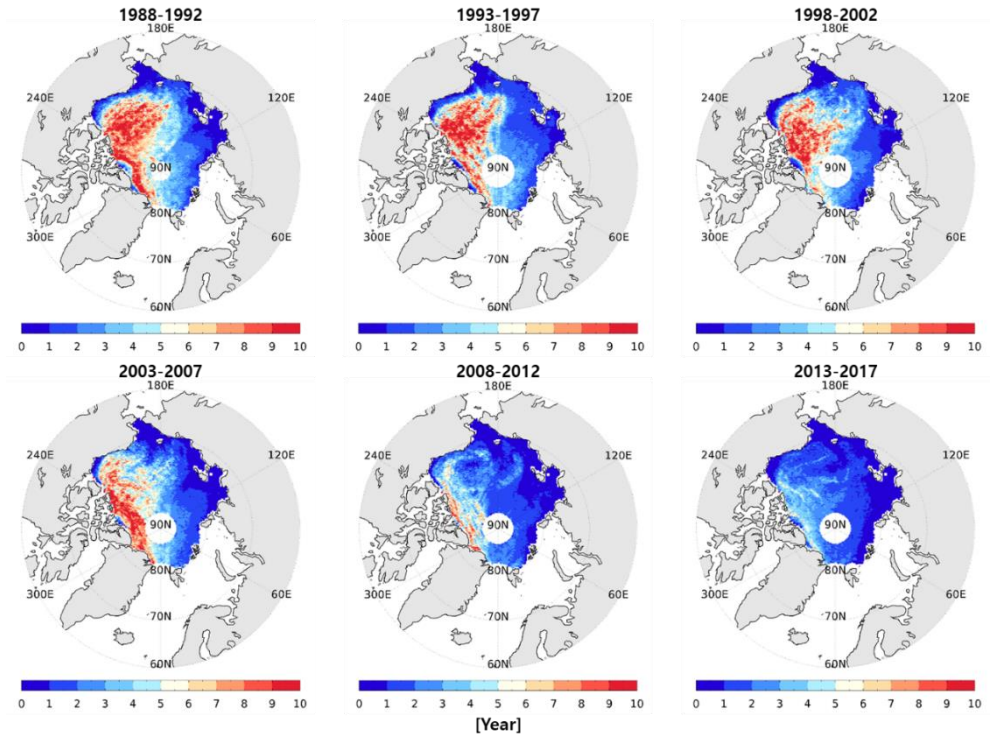


Figure 14. The geographical distributions of January mean ice age for first 5 years to last 5 years from 1988 to 2017.

4.2. 얼음 표면 온도의 상승 경향 분석

4.2.1. 지점별

얼음 표면 온도의 변화 경향을 자료들의 기간을 고려하여 1987/88년부터 2014/15년까지 총 28년 기간의 겨울철에 대해서 분석하였다. 각 지점에서 겨울철 평균 얼음 표면 온도를 눈 표면 온도와 얼음 두께에 대한 선형식으로 나타내고 회귀분석을 통해 각 계수를 계산하였다(식 16, Figure 15). 눈 표면 온도의 회귀 계수(a_1)는 대부분의 지역에서 양의 값을 가지며, 평균 0.23의 값을 가진다. 즉, 눈 표면 온도가 1 K 상승할 때, 얼음 표면 온도가 0.23 K 상승하는 것을 의미한다. 얼음 두께의 회귀 계수(a_2)는 대부분 지역에서 음의 값을 가지며, 평균 -1.47 K m^{-1} 의 값을 가진다. 이것은 얼음이 1 m 감소할 때, 얼음 표면 온도가 1.47 K 상승하는 경향이 있음을 의미한다. 상수 값(a_0)은 28년 기간에 대한 얼음 표면 온도의 평균값을 의미한다.

Figure 16의 왼쪽은 28년간 겨울철 평균 얼음 표면 온도와 회귀식을 통해 계산된 얼음 표면 온도의 산점도로 둘의 상관계수는 약 0.86의 높은 양의 상관 관계를 보인다. 반면 각 지점에서 분산의 설명 정도(Figure 16의 오른쪽)는 평균적으로 41.4%로 지역에 따른 차이가 크며 낮은 편이다. 주로 해안 지역에서 작은 값을 보이며, 보퍼트해와 북극 중앙해에서 비교적 큰 값을 가진다. 이때, 분산의 설명 정도가 큰 지역은 얼음 표면 온도 상승이 큰 지역과도 어느 정도 일치함을 알 수 있다(Figure 16과 17). 이것은 얼음 표면 온도의 변화량이 큰 지역에서

얼음 표면 온도와 독립 변수들 간의 관련성이 높음을 의미한다.

Figure 17은 얼음 표면 온도의 변화량과 눈 표면 온도 및 얼음 두께 변화에 대한 얼음 표면 온도의 변화량을 마지막 5년(2011-2015) 평균과 처음 5년(1988-1992) 평균의 차이를 통해 계산한 것이다. 전체 영역에 대해 얼음 표면 온도가 평균 2.61 K 상승하였을 때, 눈 표면 온도 상승에 의한 얼음 표면 온도 상승은 0.98 K, 얼음 두께 감소에 의한 온도 상승은 1.46 K 으로 나타났다. 지역별로 나누어 보면, 비교적 얼음 표면 온도 상승이 작은 랍테프해, 동시베리아해, 척치해에서는 눈 표면 온도에 의한 기여가 각각 68.1, 89.7, 76.5%를 차지했고, 얼음 두께에 의한 기여는 각각 16.0, 46.1, 17.0%를 차지했다. 이 때, 분산의 설명 정도는 약 27-36% 정도로 낮게 나타났다. 반면 보퍼트해와 북극 중앙해에서는 눈 표면 온도에 의한 온도 상승 정도는 앞의 세 지역과 비슷하게 나타났지만, 기여도는 각각 32.1, 27.3%로 훨씬 작았다. 그리고 얼음 두께에 의한 기여도가 각각 62.2, 63.7%로 상대적으로 큰 비중을 차지했다.

한편 해빙은 해류와 바람에 의해 계속해서 움직이므로 매년 그 위치가 변한다. 따라서 각 지점의 해빙의 특성이 연속적으로 반영되지않아 종속 변수의 분산 설명 정도가 낮게 나타나는 경향이 있다.

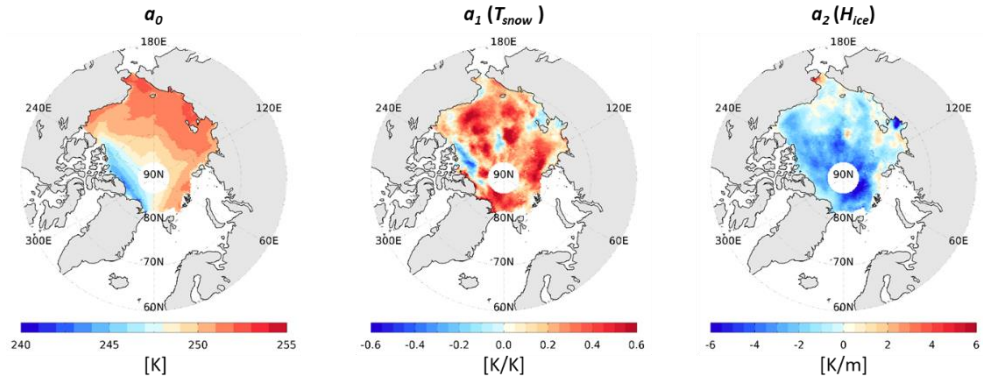


Figure 15. The geographical distributions of (left) constant and multiple regression coefficients of (middle) snow top temperature and (right) ice thickness.

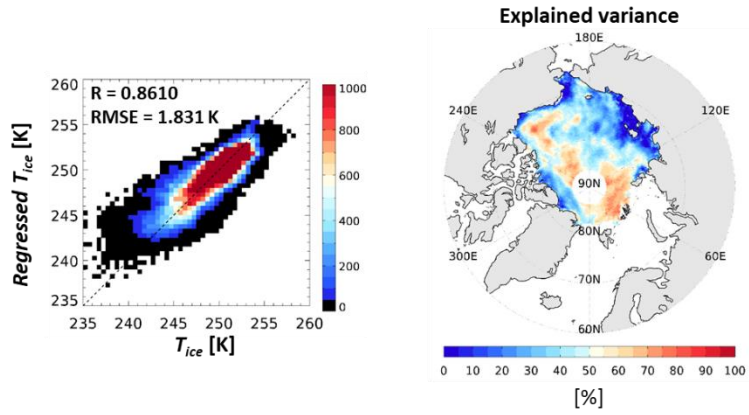


Figure 16. (Left) Scatter plot of ice top temperature (x-axis) and regressed ice top temperature (y-axis) and (right) the geographical distribution of its explained variance.

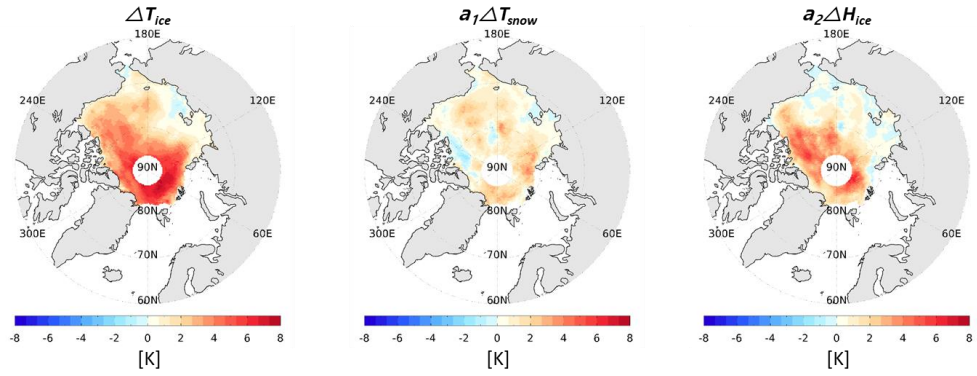


Figure 17. (Left) The geographical mapping of last 5-year mean minus first 5-year mean of ice top temperature and temperature induced by the change of (middle) snow top temperature and (right) ice thickness.

4.2.2. 전체 분석 영역 및 지역별 평균

4.2.1절과 같은 방식으로 전체 지역 평균한 얼음 표면 온도를 모든 지점에 공통적으로 적용하여 눈 표면 온도와 얼음 두께에 대한 회귀 계수를 계산하였다(Figure 18). 이와 같은 방법은 각 지점에서 회귀 분석하였을 때 발생할 수 있는 단점을 보완할 수 있으며, 북극의 평균 얼음 표면 온도 상승이 어느 지역의 독립 변수 변화와 관련이 깊은 지 알 수 있다.

Figure 18에서 눈 표면 온도의 계수는 대체적으로 양의 값을 가지며, 평균값은 0.25이다. 얼음 두께의 계수는 전반적으로 음의 값을 보이며, 평균 -0.96 K m^{-1} 의 값을 가진다. 4.2.1절에서 계산된 계수(Figure 15)들 보다 균일한 분포를 가지는 것처럼 보인다. 하지만 랩테프해에서는 눈 표면 온도에 대한 회귀 계수가 비교적 크게 나타나며, 얼음 두께에 대한 회귀 계수는 양수로 나타난다. 이것은 전체 지역 평균한 얼음 표면 온도의 상승 경향성과 이 지역의 얼음 두께의 변화 경향성 간의 상관 관계는 약한 반면 눈 표면 온도의 변화와 관련이 크기 때문으로 해석된다.

Figure 19는 각 지점에서 독립 변수들에 의해 추정된 얼음 표면 온도가 전체 지역 평균한 얼음 표면 온도의 분산을 설명하는 정도를 나타낸다. 4.2.1절의 결과와 다르게 해안가를 제외한 대부분의 지역에서 50% 이상의 분산을 설명할 수 있으며 중심 지역으로 갈수록 값이 커진다. 해안가 지역은 얼음 표면 온도의 경향성이 비교적 작거나

통계적으로 유의미하지 않게 나타나기 때문에 눈 표면 온도와 얼음 두께의 변동성 또한 북극 지역 평균 얼음 표면 온도 상승 경향을 설명하지 못하는 것이다.

Figure 20은 Figure 17과 같이 눈 표면 온도 및 얼음 두께에 의한 얼음 표면 온도의 변화량을 마지막 5년 평균에서 처음 5년 평균의 차이로부터 계산한 것이다. 분석 영역에 대해 평균한 얼음 표면 온도의 변화량은 마지막 5년(2011-2015)과 처음 5년(1988-1992) 평균의 차이를 계산하면 2.67 K이다. 눈 표면 온도에 의한 전체 평균 얼음 표면 온도의 상승은 약 0.95 K으로 대부분의 지역에서 0-2.45 K 사이를 보인다. 얼음 두께의 변화에 의한 얼음 표면 온도의 상승은 평균 0.92 K으로 나타나지만 지역에 따라 큰 편차를 보인다. 특히 설명된 분산 정도가 큰 지역일수록 얼음 두께 감소에 의한 얼음 표면 온도 상승이 크게 나타난다.

한편 위와 같은 방식으로 지역별 평균한 얼음 표면 온도에 대해 회귀 분석하여 분산의 설명 정도와 함께 얼음 표면 온도 상승에 대한 눈 표면 온도와 얼음 두께의 기여 정도를 지역에 따라 평균하여 Table 2에 제시하였다. Table 2를 통해 지역별 특성을 보다 명확하게 확인할 수 있다. 4.2.1절에서 확인한 것과 같이 비교적 얇은 얼음이 존재하는 랍데프해, 동시베리아해, 척치해에서는 얼음 표면 온도 상승에 있어 눈 표면 온도가 기여하는 정도가 대부분으로 얼음 두께에 의한 기여는 10% 내외로 거의 관련이 없는 것을 알 수 있다. 반면 두꺼운 얼음이 위치하는 보퍼트해와 북극 중앙해에서는 눈 표면 온도에 의한 기여에 비해 얼음 두께에 의한 기여가 큰 것을 알 수 있다.

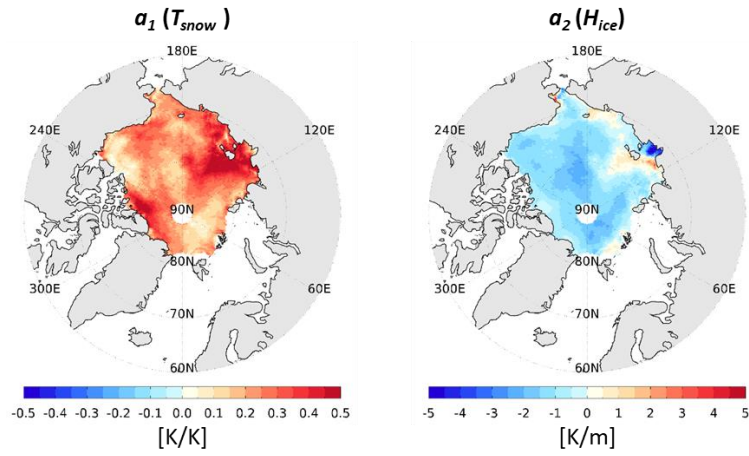


Figure 18. The geographical distributions of multiple regression coefficients of (left) snow top temperature and (right) ice thickness for regressed for the Arctic mean ice top temperature.

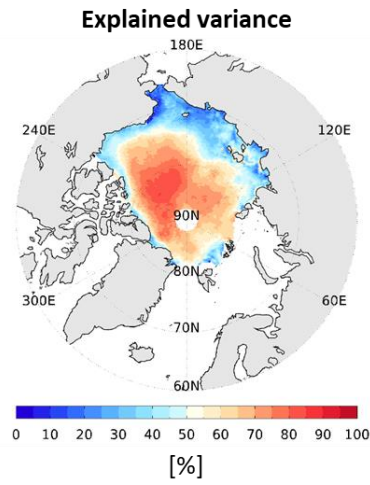


Figure 19. The geographical distribution of explained variance of ice top temperature regressed for the Arctic mean ice top temperature.

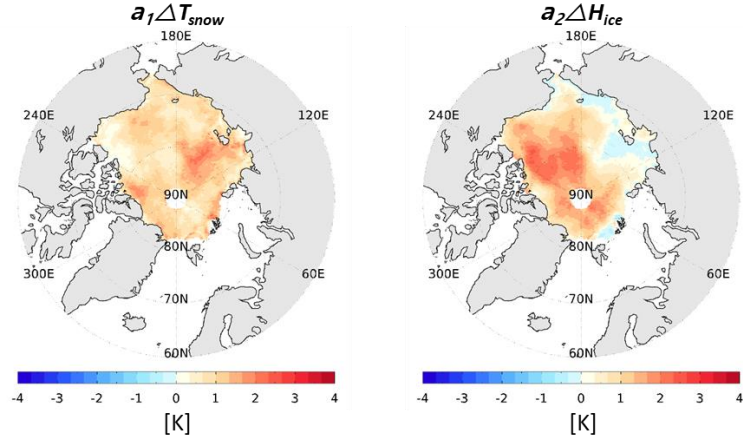


Figure 20. The geographical mapping of last 5-year mean minus first 5-year mean of ice top temperature induced by the change of (left) snow top temperature and (right) ice thickness.

Table 2. Explained variance, last 5–year mean minus first 5–year mean of ice top temperatures and it regressed by snow top temperature and ice thickness over each region. The number in parentheses denotes the ratio of variation of regressed ice top temperature to variation of the original one.

| | Explained variance [%] | $a_1\Delta T_{snow}$ [K] | $a_2\Delta H_{ice}$ [K] | ΔT_{ice} [K] |
|-------------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------------|-------------------------|
| Laptev Sea | 47.46 | 0.83 (0.71) | 0.05 (0.04) | 1.17 |
| East Siberian Sea | 39.73 | 0.89 (1.06) | 0.11 (0.13) | 0.84 |
| Chukchi Sea | 55.05 | 0.92 (0.65) | 0.12 (0.09) | 1.42 |
| Beaufort Sea | 62.87 | 0.84 (0.33) | 1.34 (0.52) | 2.56 |
| Central Arctic | 66.15 | 1.18 (0.27) | 2.46 (0.56) | 4.36 |

4.2.3. 해빙의 유형별 평균

북극 해빙은 단년빙과 다년빙으로 구분할 수 있으며, 단년빙과 다년빙의 두께 차이로 인해 해빙 두께 혹은 눈 표면 온도에 대해 얼음 표면 온도가 반응하는 정도가 다를 것이다. 따라서 단년빙과 다년빙 영역을 구분한 뒤, 각 유형의 평균 얼음 표면 온도에 대해 회귀 분석을 수행하였다. 이때, 단년빙과 다년빙의 위치는 매년 달라질 수 있으므로 단년빙이 20 년 이상 위치하는 지역, 다년빙이 20 년 이상 위치하는 곳을 각각 단년빙과 다년빙 영역으로 구분하고, 나머지 영역에 대해서는 Ambiguous 로 구분하였다.

Figure 21 은 해빙의 유형별 평균한 시계열에 대해 회귀 분석한 결과로 계산된 상수 및 눈 표면 온도와 얼음 두께에 대한 회귀 계수이다. 눈 표면 온도에 대한 회귀 계수는 단년빙, Ambiguous, 다년빙 지역에 대해 각각 평균 0.14, 0.28, 0.26 의 값을 나타냈다. 즉, 눈 표면 온도가 상승할 때 얼음 표면 온도의 상승은 Ambiguous 지역에서 가장 크게 나타났고, 단년빙 지역에서 가장 작게 나타났다. 마찬가지로 얼음 두께에 대한 계수는 평균 0.015, -0.61, -2.20 $K\ m^{-1}$ 로 단년빙 지역에서는 얼음 두께 변화에 의해 얼음 표면 온도가 크게 변하지 않았지만 다년빙 지역에서는 얼음 두께가 1 m 감소함에 따라 얼음 표면 온도가 2 K 이상 상승하는 관계를 보였다.

해빙의 유형에 따라 회귀 분석한 결과, 설명되는 분산 정도(Figure 22)는 앞서 전체 지역 평균에 대해 회귀 분석한 결과(Figure 19)와

유사한 결과를 보였다. 단년빙, Ambiguous, 다년빙 지역에 대해서 각각 평균 30.8%, 52.6%, 65.5%의 분산을 설명하는 경향을 보였다.

Figure 23 은 Figure 17 과 같이 얼음 표면 온도의 변화량과 두 독립 변수에 의한 얼음 표면 온도의 변화량을 나타낸 것이다. 첫번째 그림으로부터 단년빙, Ambiguous, 다년빙 지역의 범위와 평균 얼음 표면 온도의 평균 상승 정도를 알 수 있다. Table 3 는 Figure 23 의 각 해빙 유형의 평균 얼음 표면 온도 변화량을 정리한 것이다. 단년빙 지역에서 얼음 표면 온도가 평균 0.67 K 상승했을 때, 눈 표면 온도의 변화에 의한 얼음 표면 온도 상승은 약 0.46 K 으로 약 69% 해당하며 얼음 두께에 의한 영향은 거의 없다. Ambiguous 지역에서는 눈 표면 온도에 의한 얼음 표면 온도 상승이 가장 크게 나타나며, 전체 얼음 표면 온도 상승의 51%를 차지한다. 얼음 두께 감소에 의한 얼음 표면 온도 상승은 0.48 K 으로 약 20%에 해당한다. 마지막으로 다년빙 지역에서는 얼음 표면 온도의 상승 폭이 가장 크게 나타났으며, 얼음 두께 감소에 의한 온도 상승이 평균 60%를 차지했다. 따라서 단년빙에서는 눈 표면 온도 변화에 의한 기여가 대부분을 차지했고, Ambiguous 지역에서는 눈 표면 온도의 변화가 얼음 두께 변화에 비해 2 배 이상 크게 얼음 표면 온도 상승에 기여했으며, 다년빙 지역에서는 얼음 두께 변화에 의한 온도 상승이 가장 큰 특징을 보였다.

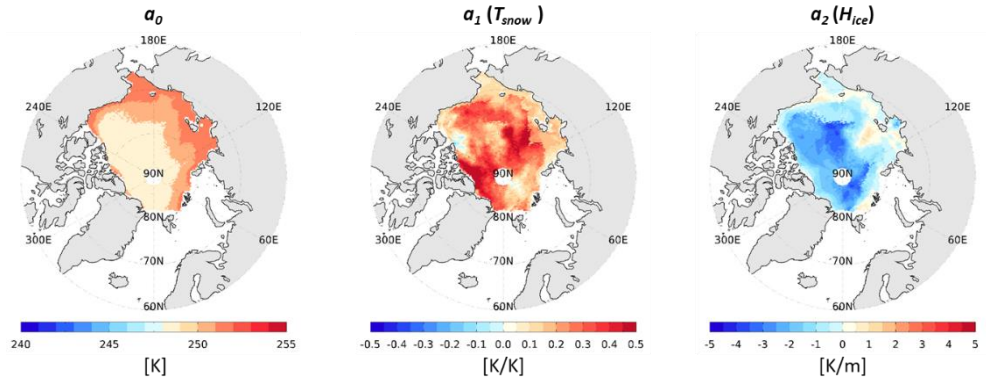


Figure 21. Same as in figure 15 except for regressed for each ice type mean ice top temperature.

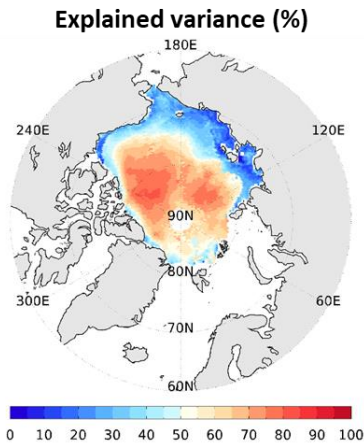


Figure 22. Same as in figure 19 except for regressed for each ice type mean ice top temperature.

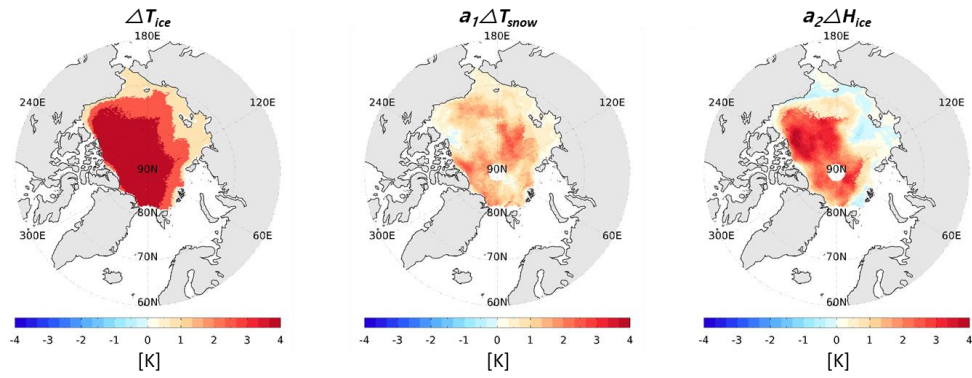


Figure 23. Same as in figure 17 except for regressed for each ice type mean ice top temperature.

Table 3. Last 5-year mean minus first 5-year mean of ice top temperatures and it regressed by snow top temperature and ice thickness over each ice type. The number in parentheses denotes the ratio of variation of regressed ice top temperature to variation of the original one.

| | ΔT_{ice} [K] | $a_1 \Delta T_{snow}$ [K] | $a_2 \Delta H_{ice}$ [K] |
|-----------|-------------------------|------------------------------|-----------------------------|
| FY | 0.6691 | 0.4619 (0.69) | -0.0148 (-0.02) |
| Ambiguous | 2.436 | 1.232 (0.51) | 0.4766 (0.20) |
| MY | 4.008 | 1.143 (0.28) | 2.400 (0.60) |

5. 요약 및 결론

본 연구에서는 마이크로파 위성 관측을 이용해 산출한 얼음 표면 온도와 PIOMAS 해빙 모델의 얼음 두께 자료를 활용하여 1987/88-2016/17년 기간의 겨울철과 봄철의 해빙 변화 경향성을 분석하였다. 겨울철 북극 지역의 평균 얼음 표면 온도는 $1.37 \text{ K decade}^{-1}$ 비율로 상승하였고, 얼음 두께는 $-0.37 \text{ m decade}^{-1}$ 비율로 감소하였다. 이러한 변화 경향성은 대부분의 분석 영역에서 유의미하게 나타났으며, 지역별 차이를 보인다. 전체 면적의 약 60%에 해당하는 보퍼트해와 북극 중앙해에서는 상대적으로 가파른 변화 경향성을 보였으며, 랍테프해, 동시베리아해, 척치해에서는 평균보다 작은 경향성을 보였다. 얼음 표면 온도 및 얼음 두께의 처음 5년과 마지막 5년 평균의 차이가 전체 기간의 경향성을 잘 반영하는 것을 확인하였고, 온도 상승 및 두께 감소와 더불어 분포의 분산이 줄어드는 경향이 있음을 알 수 있었다. 또한 해빙을 단년빙과 다년빙의 유형으로 구분하였을 때, 온도와 두께의 변화 경향성은 다년빙에서 크게 나타났다. 이것은 다년빙의 경우 녹을 수 있는 양이 많으며, 여러 해의 여름철을 겪으면서 지속적으로 얇아지기 때문으로 해석할 수 있다. 즉, 북극 얼음의 표면 온도는 낮은 곳에서 크게 상승하였으며, 두께는 두꺼운 곳에서 크게 감소하는 경향이 있음을 확인하였다.

이러한 얼음 표면 온도의 상승은 얼음 두께의 감소 혹은 눈 표면 온도의 상승과 밀접한 관련이 있을 것이다. 따라서 그 영향을 각각

진단해보고자 28년 기간(1987/88-2014/15)의 겨울철 얼음 표면 온도를 눈 표면 온도와 얼음 두께에 대한 선형 일차식으로 두고 회귀 계수를 계산하였다. 그리고 회귀 계수와 눈 표면 온도 및 얼음 두께의 변화량을 곱해서 각 변수에 의해 나타날 수 있는 얼음 표면 온도의 변화량을 계산하였다. 본 연구에서는 다음의 세 가지 경우에 대해서 회귀 분석을 하였다. 첫번째는 각 지점의 얼음 표면 온도에 대해 분석을 하였고, 두번째는 전체 분석 영역 및 각 지역에 대해 평균한 얼음 표면 온도에 대해서, 세번째는 해빙의 유형별로 평균한 얼음 표면 온도에 대해서 분석을 하였다. 세가지 경우 모두 일부 지역을 제외하고 대부분 영역에서 눈 표면 온도의 계수는 양수로 나타났으며, 이는 눈 표면 온도가 상승할 때 얼음 표면 온도도 상승하는 것을 의미하고, 얼음 두께의 계수는 음수로 두께가 감소할 때 얼음 표면 온도가 상승하는 관계가 있음을 의미한다. 분산의 설명 정도는 보퍼트해와 북극 중앙해에서 비교적 크게 나타났으며, 이 지역은 얼음 표면 온도의 상승이 뚜렷하게 나타나는 지역이며, 얼음 두께에 의한 온도 상승이 컸다. 마찬가지로 두번째와 세번째 경우에 분산의 설명 정도는 북극 중앙해에서 60-70% 이상으로 나타나는데 이 지역에서 얼음 표면 온도의 변화량은 얼음 두께 감소에 의한 변화량으로 크게 설명되는 것을 확인하였다. 특히 다년빙 지역에서는 얼음 두께 변화가 얼음 표면 온도 상승의 약 60%에 해당하는 것으로 계산되었다. 따라서 최근 28년간 겨울철 얼음 표면 온도가 크게 상승한 지역에서는 눈 표면 온도 상승에 의한 영향보다 해빙 두께 감소에 의한 영향이 상대적으로 크게 기여한 것으로 해석할 수 있다.

참고 문헌

- Berg, W., M. R. P. Sapiano, J. Horsman, and C. Kummerow (2013), Improved geolocation and Earth incidence angle information for a fundamental climate data record of the SSM/I sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **51**(3), 1504–1513.
- Bitz, C. M. and G. H. Roe (2004), A mechanism for the high rate of sea ice thinning in the Arctic Ocean. *J. Clim.*, **17**(18), 3623–3632.
- Cohen, J., et al. (2014), Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geosci.*, **7**(9), 627–637.
- Collow, T. W., W. Wang, A. Kumar, and J. Zhang (2015), Improving Arctic sea ice prediction using PIOMAS initial sea ice thickness in a coupled ocean–atmosphere model. *Mon. Weather. Rev.* **143**(11), 4618–4630.
- Comiso, J. C. (2017), *Bootstrap Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I–SSMIS, Version 3*. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- Comiso, J. C. (2003), Warming Trends in the Arctic from Clear Sky Satellite Observations. *J. Clim.*, **16**(21), 3498–3510.
- Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, and T. Markus (2003), Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR–E data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **41**(2), 243–252.

- Dee, D. P., et al. (2011) The ERA–Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137(656)**, 553–597
- Holland, M. M. and C. M. Bitz (2003), Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim. Dyn.*, **21(3–4)**, 221–232.
- Kug, J.–S., J.–H. Jeong, Y.–S. Jang, B.–M. Kim, C. K. Folland, S.–K. Min, and S.–W. Son (2015), Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geosci.*, **8(10)**, 759–762.
- Kwok, R. and N. Untersteiner (2011), The thinning of Arctic sea ice. *Phys. Today*, **64(4)**, 36–41.
- Lang, A., S. Yang, and E. Kaas (2017), Sea ice thickness and recent Arctic warming. *Geophys. Res. Lett.*, **44(1)**, 409–418.
- Lee, S.–M., and B.–J. Sohn (2015), Retrieving the refractive index, emissivity, and surface temperature of polar sea ice from 6.9 GHz microwave measurements: a theoretical development. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120(6)**, 2293–2305.
- Lee, S.–M., B.–J. Sohn, and S.–J. Kim (2017), Differentiating between first–year and multiyear sea ice in the Arctic using microwave–retrieved ice emissivities. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122(10)**, 5097–5112.
- Lee, S.–M., B.–J. Sohn, and H. Shi (2018a), Impact of ice surface and volume scatterings on the microwave sea ice apparent emissivity. *J.*

- Geophys. Res. Atmos.*, **123**(17), 9220–9237.
- Lee, S.-M., B.-J. Sohn, and C. Kummerow (2018b), Long-term Arctic snow/ice interface temperature from Special Sensor for Microwave Imager measurements. *Remote Sens.*, **10**(11), 1795.
- Labe, Z., G. Magnusdottir, and H. Stern (2018), Variability of Arctic sea ice thickness using PIOMAS and the CESM Large Ensemble. *J. Clim.*, **31**(8), 3233–3247.
- Lindsay, R. and A. Schweiger (2015), Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations. *Cryosphere*, **9**(1), 269–283.
- Liu, J., Z. Zhang, Y. Hu, L. Chen, Y. Dai, and X. Ren (2008), Assessment of surface air temperature over the Arctic Ocean in reanalysis and IPCC AR4 model simulations with IABP/POLES observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* **113**(D10), D10105.
- Maslanik, J. A., C. Fowler, J. Stroeve, S. Drobot, J. Zwally, D. Yi, and W. Emery (2007), A younger, thinner Arctic ice cover: increased potential rapid, extensive sea-ice loss. *Geophys. Res. Lett.*, **34**(24), L24501
- Masunaga, H., T. Matsui, et al. (2010), Satellite data simulator unit: a multisensor, multispectral satellite simulator package. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91**(12), 1625–1632.
- Meier, W. N., J. Stroeve, and F. Fetterer (2007), Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond

- the satellite record. *Annals of Glaciology*, **46**, 428–434.
- Sadiku, M. N. O. (1985), Refractive index of snow at microwave frequencies. *Appl. Opt.*, **24(4)**, 572–575.
- Schweiger, A., R. Lindsay, J. Zhang, M. Steele, H. Stern, and R. Kwok (2011), Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. *J. Geophys. Res.*, **116(C8)**, C00D06.
- Screen, J. A. and I. Simmonds (2010), The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464(7293)**, 1334–1337.
- Screen, J. A. and I. Simmonds (2011), Erroneous Arctic temperature trends in the ERA-40 reanalysis: a closer look. *J. Clim.* **24(10)**, 2620–2627.
- Screen, J. A. and I. Simmonds (2014), Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes. *Nature Clim. Chang.*, **4**, 704–709.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig, and M. M. Holland (2009), The emergence of surface-based Arctic amplification. *Cryosphere*, **3(1)**, 11–19.
- Serreze, M. C. and R. G. Barry (2011), Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and planetary change*, **77(1–2)**, 85–96.
- Sohn, B. J. and S.-M. Lee (2013), Analytical relationship between polarized reflectivities on the specular surface, *Int. J. Remote Sens.*,

34(7), 2368–2374.

Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, and R. Kwok (2012), The Arctic' s rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Clim. Chang.*, **110(3–4)**, 1005–1027.

Stroeve, J., A. Barrett, M. Serreze, and A. Schweiger (2014), Using records from submarine, aircraft and satellites to evaluate climate model simulations of Arctic sea ice thickness. *Cryosphere*, **8(5)**, 1839–1854.

Taylor, P. C., M. Cai, A. Hu, J. Meehl, W. Washington and G. J. Zhang (2013), A decomposition of feedback contributions to polar warming amplification. *J. Clim.*, **26(18)**, 7023–7043.

Tschudi, M., C. Fowler, J. Maslanik, J. S. Stewart, and W. Meier (2016), *EASE-Grid Sea Ice Age, Version 3*. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.

Wang, X., J. Key, R. Kwok, and J. Zhang (2016), Comparison of Arctic sea ice thickness from satellites, aircraft, and PIOMAS data. *Remote Sens.* **8(9)**, 713.

Warren, S. G., et al. (1999), Snow depth on Arctic sea ice. *J. Clim.*, **12(6)**, 1814–1829.

Zhang, J. and D. A. Rothrock (2003), Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Mon. Wea. Rev.* **131(5)**, 845–861.

Abstract

Understanding the mechanism of the ice top temperature rise over the Arctic

Jimin Shin

School of Earth and Environmental Sciences

The Graduate School

Seoul National University

The ice top temperature in the Arctic winter has risen sharply over the past 30 years (1988–2017), and the pattern of the trend is found to be different from that shown in the surface or 2 m air temperature. In this study, we analyzed characteristics of the tendencies of ice top temperature and thickness variation over five regions (Laptev Sea, East Siberian Sea, Chukchi Sea, Beaufort Sea, Central Arctic Ocean), assuming

that this rapid temperature rise and its spatial distribution are closely related to the thickness change of sea ice. As a result, the temperature increase was large at low temperature in the early period, and thickness decreased significantly in thick ice area, giving a high negative correlation. Such tendency of two variables is evident in the Beaufort Sea and the Central Arctic Ocean, and it appears to be associated with the fact that sea ice in this region is mainly composed of multiyear sea ice.

In addition, multiple linear regression analysis was performed to diagnose how much of the ice top temperature rise was contributed by ice thickness change. Results indicate that ice top temperature rise is largely due to ice thickness decrease in the region where ice top temperature rise is large, with relatively larger explained variance in the multivariable regression. By contrast, moderate or weak contribution of sea ice thickness change to ice top temperature is noted in thinner fresh-year sea ice area. In conclusion, the temperature rise in the upper part of sea ice is strongly associated with decreased sea ice thickness, in particular, compared with the contribution by surface air or surface skin temperature rise.

Keywords: Arctic sea ice, ice top temperature, ice thickness, snow top temperature

Student Number: 2017–26846